

LOS CARBONATOS DANIENSES (UNIDAD 3) DE LA FM TREMP (PIRINEOS SUR-CENTRALES): PALEOGEOGRAFÍA Y RELACIÓN CON EL LÍMITE CRETÁCICO-TERCIARIO

N. López-Martínez¹, M.E. Arribas², A. Robador³, E. Vicens⁴ y Ll. Ardèvol⁵

¹Departamento de Paleontología, Facultad de Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.
lopezmar@geo.ucm.es

²Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.
earribas@geo.ucm.es

³División de Geología y Geofísica, IGME, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. a.robador@igme.es

⁴Departamento de Estratigrafía, Facultad de Geológicas, Universidad Autónoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Barcelona.
enric.vicens@uab.es

⁵Geoplay Pyrenees SL, Nerets 10, 25620 Tremp, Lleida. lluis.ardevol@geoplay.org

Resumen: Los carbonatos marinos paleógenos en los Pirineos Sur-occidentales evolucionan lateralmente hacia la Unidad Surpirenaica Central (USC) a depósitos de ambientes de transición y continentales, conocidos como Fm Tremp o Grupo Tremp, que incluye depósitos del Cretácico superior y del Eoceno inferior. En la USC, la parte media de la Fm Tremp muestra una extensa unidad carbonática, de hasta 100 m de espesor, denominada Unidad 3 (U3) y cuya edad ha sido considerada Daniense.

La U3 está constituida por calizas y dolomías en las que se han identificado restos de *Girvanella*, carofitas, moluscos, ostrácodos y foraminíferos. Estos carbonatos intercalan episodios evaporíticos y representan secuencias de colmatación de lagos con salinidad variable. *Microcodium*, *calcite rafts* y otros rasgos pedogenéticos indican episodios de emersión y karstificación. Hacia el NO, los carbonatos lacustres de la U3 se interdigitan con carbonatos marinos danienses (Fm Salarons). Estos depósitos están limitados a techo por una superficie de discontinuidad generalizada (ruptura mayor intra-Paleocena; MPU de Baceta *et al.*, 2001).

La datación de la U3 como Daniense superior ha sido estimada a partir de datos de bio- y magnetoestratigrafía de la zona central (sección de Fontllonga), SO (sección de Benabarre) y NO (sección de Campo), así como de la posición del límite Cretácico – Terciario y de la MPU. El comienzo de la sedimentación carbonática en el área se localiza por debajo de la U3 en el límite entre los cronos C29r y C29n, aproximadamente coincidente con el inicio de la sedimentación carbonática en medios marinos profundos de la cuenca Vasco-Cantábrica (i.e., sección de Zumaia) y N de Pirineos, indicando probablemente importantes cambios tectónicos y/o ambientales.

La sedimentación de la U3 representa un evento transgresivo, que permite la instalación de un amplio sistema deposicional costero en la USC dominado por el desarrollo de lagos de aguas dulces y salobres en el sur, y pequeñas charcas salobres en el norte, relacionados lateralmente y hacia el noroeste con plataformas carbonáticas marinas. La influencia marina parece mayor en las áreas del norte, tal y como se infiere de la presencia de restos de foraminíferos, aunque en el sur también es significativa por el registro en las señales isotópicas del Sr.

La continuidad lateral y vertical entre carbonatos marinos de mar abierto, carbonatos marinos de plataforma y carbonatos de lagos costeros de salinidad variable (aguas salobres - aguas dulces) indican la ausencia de barreras geográficas entre ellos. Sus posiciones relativas estarían controladas por variaciones eustáticas y/o climáticas en una llanura costera uniforme, donde las oscilaciones del nivel de base se transferirían a través de aguas freáticas. El mapa de isopacas, los datos de sondeos y la distribución espacial de las facies de la U3, revela la existencia de tres paleorelieves durante su sedimentación, probablemente relacionados con diapiros salinos. No se registra actividad tectónica durante la sedimentación de la U3 en la USC.

Palabras clave: Fm Tremp, carbonatos, Daniense, límite Cretácico-Terciario, *Microcodium*, Pirineos.

Abstract: Extensive Paleocene carbonate platform deposits in the South western Pyrenees evolve laterally towards the central Pyrenees into transitional and non-marine red beds, known as the Tremp Fm or Tremp Group, which also includes upper Cretaceous and lower Eocene deposits. In the South Pyrenean Central Unit (SPCU), the middle part of the Tremp Fm show a widespread carbonate unit, up to 100 m-thick, designated Unit 3 (U3) and poorly time-constrained although generally considered

as Danian in age. The U3 is composed of limestones and dolomites containing *Girvanella*, charophyte, molluscs, ostracods and foraminifera, interbedded with evaporitic episodes, representing filling sequences of lakes of varying salinity. *Microcodium* remains, calcite rafts and other features indicate episodes of emersion, pedogenesis and karstification. Towards the NW, the lacustrine U3 deposits pass laterally to Danian marine dolomites and carbonate platform deposits in the south-western Pyrenees (Salarons Formation). These deposits are capped by a widespread unconformity surface (Mid Paleocene Unconformity, MPU, Baceta *et al.*, 2001).

Late Danian age constraints for the U3 deposits are provided by bio- and magnetostratigraphic data from the central (Fontllonga section), SW (Benabarre section) and NW areas (Campo section), as well as by their position well above the Cretaceous-Tertiary boundary and below the MPU. The onset of carbonate deposition in the area is located well before U3 deposition, at the boundary between chrons C29r and C29n, almost exactly coinciding with the inception of carbonate sediments in Basque coast deep-sea sections (i.e., Zumaia) and in North-Pyrenean areas, probably reflecting major tectonic and/or environmental changes.

The deposition of U3 represents a transgressive event, which led to the installation of a widespread coastal depositional system in the SPCU, dominated by fresh and brackish water lakes in the south, and by small ponds in the north, and laterally related to marine carbonate platforms towards the north-west. Marine influence is greatest in northern areas, indicated by fossil foraminifera, but has also been recorded in southern areas by Sr isotope analysis. Lateral and vertical continuity between open marine, marginal marine and brackish/freshwater carbonate deposits indicates a lack of geographic barriers among them, their relative positions being controlled by eustatic and climatic variations in a uniform coastal plain, transferring water level oscillations by means of phreatic waters. Isopach mapping, subsoil data and spatial distribution of the U3 facies reveal the existence of three sedimentary paleohighs, probably related to ancient saline diapirs. No tectonic activity was registered in the SPCU during sedimentation of the U3 deposits.

Key words: Tremp Fm, carbonates, Danian, Cretaceous-Tertiary boundary, *Microcodium*, Pyrenees.

López-Martínez, N., Arribas, M.E., Robador, A., Vicens, E. y Ardèvol, Ll. (2006). Los Carbonatos danianenses (Unidad 3) de la Fm Tremp (Pirineos sur-centrales): paleogeografía y relación con el límite Cretácico-Terciario. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4): 233-255.

La Fm Tremp (Mey *et al.*, 1968) es una potente formación de hasta 900 metros de espesor de lutitas rojas que intercalan calizas y areniscas de medios costeros, que colmató gran parte de la cuenca pirenaica desde el Maastrichtiense hasta el Ilerdiense inferior. La principal unidad estructural donde se encuentra es la Unidad Surpirenaica Central (USC, Séguret, 1972), que incluye las láminas de Boixols-Cotiella-Peña Montañesa, Montsec y Ager-Sierras Marginales (Fig. 1). La USC presenta una extensión de unos 5.000 km² de los que aproximadamente 1.000 km² son afloramientos de la Fm Tremp (Fig. 1).

La posición del límite Cretácico/Terciario (KTb) se ha relacionado con una unidad carbonática de hasta cerca de 100 m de potencia situada en la parte media de la Fm Tremp, que ha recibido diversos nombres locales por distintos autores (calizas de Fontllonga, calizas de Suterranya y San Salvador de Toló, Fm Millá, Unidad 3, etc.; Rosell, 1967; Cuevas, 1992; Colombo y Cuevas 1993). Esta unidad aparece intercalada entre depósitos detríticos, indicando un cambio generalizado de régimen de sedimentación en la USC. La datación y correlación de esta unidad han sido controvertidas por la discontinuidad de sus afloramientos, su pobre contenido en fósiles y su mala preservación debido a importantes fenómenos de recristalización y karstificación. En distintos trabajos, el KTb en relación con la Unidad 3 (U3) ha sido

situado en tres posiciones diferentes: por encima (Ullastre y Masriera, 1983; Rosell y Llompart, 1988); justo debajo (Rosell, 1967; Llompart y Krauss, 1982; Eichenseer, 1988; Rosell *et al.*, 2001), o decenas de metros por debajo (Masriera y Ullastre, 1990; Galbrun *et al.*, 1993; López-Martínez *et al.*, 1998a; Galbrun *et al.*, en prensa).

Distintos criterios de datación han conducido a estas discrepancias. Por un lado, carofitas de la zona *Peckichara llobregatensis* atribuida al Paleoceno inferior aparecen en margas intercaladas y subyacentes a la U3 en el sinclinal de Ager y en el Pirineo Oriental (calizas de Vallcebre; Feist y Colombo, 1983; Riveline *et al.*, 1996; Galbrun *et al.*, 1993; Ullastre y Masriera, 1998). Por otro lado, afloramientos discontinuos de calizas en la parte media de la Fm Tremp en los sinclinales de Coll de Nargó y de Tremp (Suterranya, Fig. 1) han sido datados como Cretácico superior (Ríos, 1951; Díaz Molina, 1987) o como Thanetiense (San Salvador de Toló; Feist y Colombo, 1983; Masriera y Ullastre, 1983). Por último, en el sector NW del sinclinal de Tremp, las calizas y dolomías masivas de la parte media de la Fm Laspún, equivalente lateral de parte de la Fm Tremp, se atribuyen al Daniense (Garrido y Ríos, 1972; Robador *et al.*, 1990; Serra-Kiel *et al.*, 1998; Galbrun *et al.*, en prensa). Por tanto, la situación del KTb y la edad de la U3 no han sido aún satisfactoriamente establecidas.



Figura 1.- Mapa de afloramientos de la Fm Trempe en la Unidad Surpirenaica Central, y situación de las secciones estudiadas en este trabajo.

En este trabajo se reúnen datos previos y nuevos sobre la geología de la U3 de la Fm Trempe en la USC y se aportan elementos para su interpretación cronoestratigráfica y paleogeográfica, con el fin de contribuir a reducir las incertidumbres cronológicas y a conocer la evolución espacio-temporal de estos depósitos, de gran interés para documentar las condiciones existentes durante el tránsito Cretácico-Terciario en la cuenca pirenaica.

Antecedentes y Estratigrafía

Litoestratigrafía de la Fm Trempe

Las facies continentales de la Fm Trempe, fácilmente identificables por sus colores rojizos, alcanzan hasta 900 m de potencia en la USC. En su parte inferior se superponen e interdigitan lateralmente a depósitos marinos de plataforma mixta de edad Campaniense superior-Maastrichtiense (Garrido y Ríos, 1972; Díaz Molina, 1987; Eichenseer, 1988; Kraus, 1992; Ardèvol *et al.*, 2000), que son más siliciclásticos en los afloramientos septentrionales (Arenisca de Arén, Mey *et al.*, 1968) y más calcareníticos en los meridionales (Calizas de Les Serres, Souquet, 1967). Sobre la Fm Trempe se

depositan calizas de Alveolinas o depósitos margosos lateralmente equivalentes del Grupo Figols, de edad Ilerdiense (Eoceno inferior, Fonnesu, 1984). En la mayoría de las secciones de la Fm Trempe se distinguen cuatro unidades con potencias muy variables (Cuevas *et al.*, 1989; Cuevas, 1992; Galbrun *et al.*, 1993; Colombo y Cuevas, 1993; López-Martínez *et al.*, 1998a; Rosell *et al.*, 2001; Figs. 3 a 8), cuyas características se resumen a continuación (ver figura 2):

Unidad 1: Está compuesta por sedimentos perimareales que consisten en margas grises y calizas tableadas cuya potencia varía mucho, teniendo un importante desarrollo en los sinclinales de Trempe y de Ager donde alcanza de 70 a 110 m (Figs. 3, 4 y 7). Contienen frecuentemente filamentos de *Girvanella*, restos de carofitas (*Septorella*), foraminíferos (Discórbidos, Rotálidos), ostrácodos y moluscos (gasterópodos, *Cyrena*, ostréidos), y ocasionalmente rudistas, corales, peces, tortugas y dinosaurios (Liebau, 1973; Álvarez-Sierra *et al.*, 1994; Arribas *et al.*, 1996). Representa depósitos de *lagoon* situados lateral y proximalmente a los sistemas de islas barrera que construyen la Arenisca de Arén, variando su posición con la progradación de estos sistemas (Nagtegaal *et al.*, 1983; Díaz Molina, 1987; Ardèvol *et al.*, 2000).

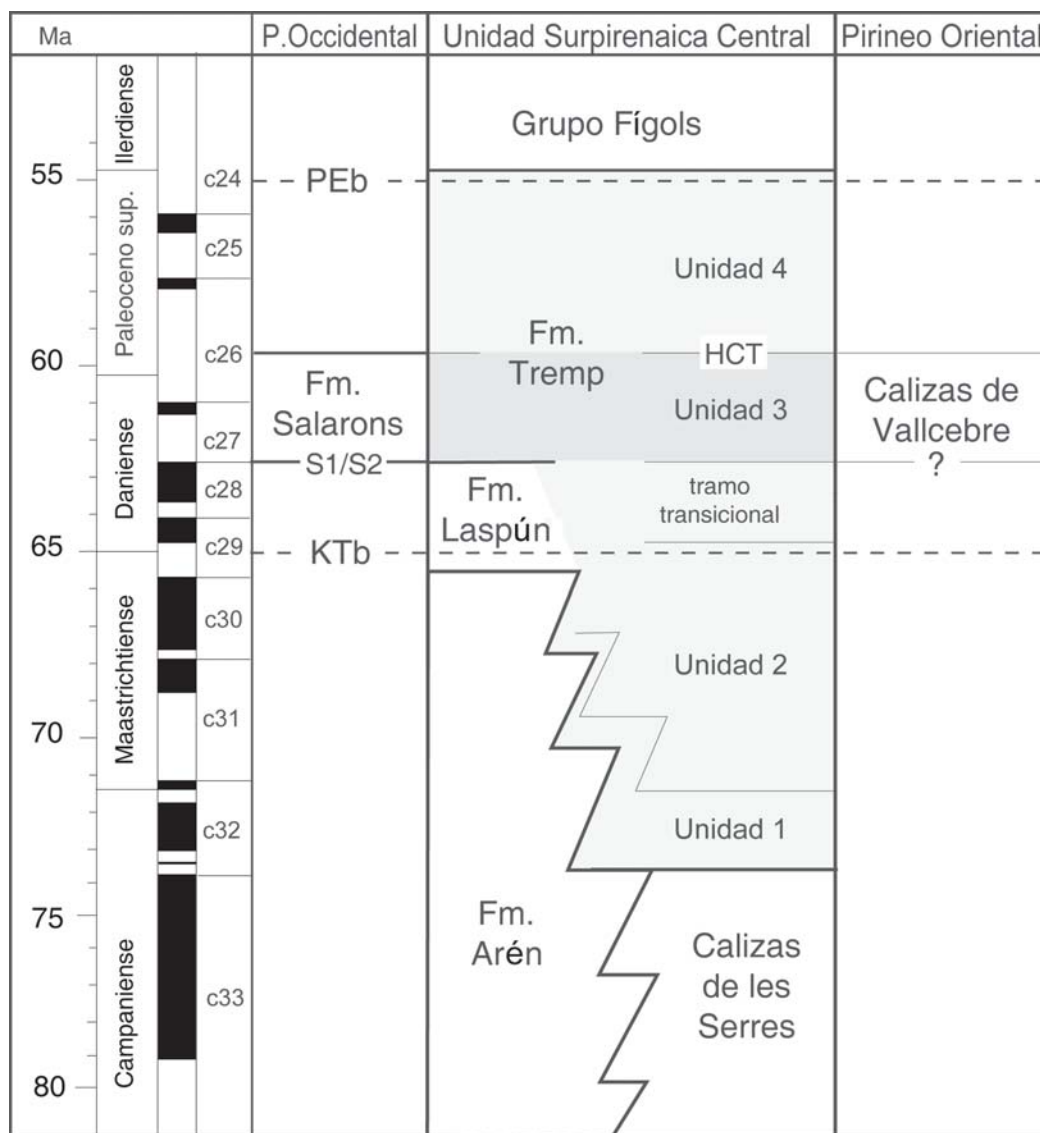


Figura 2.- Tabla cronoestratigráfica de las unidades descritas o comentadas en este trabajo. KTb = Límite Cretácico-Terciario; PEB = Límite Paleoceno-Eoceno. HCT = Horizonte Colmenar-Tresp; S1/S2 = límite entre las secuencias deposicionales S1 y S2 de Robador (2005).

Unidad 2: Es fundamentalmente detrítica y alcanza más de 400 m en el sinclinal de Tresp y de 150 m en el sinclinal de Ager (Fig. 4). Está formada por lutitas violetas, ocre o rojizas muy bioturbadas en las que se intercalan areniscas híbridas de colores ocre o blanquecinos formando cuerpos canaliformes o tabulares. Localmente pueden presentar niveles de conglomerados. Contienen bioclastos de algas rojas y foraminíferos, y forman secuencias grano- y estratocrecientes. En numerosas secciones se observa estratificación cruzada sigmoidal y estratificación inclinada (IHS *sensu* Thomas *et al.*, 1987), que indican una influencia de la acción de las mareas en un medio de estuario superior. Presenta a muro y a techo intercalaciones menores de calizas y margas, y muy localmente yesos. Son frecuentes los niveles de oncolitos; esporádicamente aparecen restos y huellas de vertebrados (peces, tortugas, cocodrilos, dinosaurios y rara vez mamíferos; López Martínez *et al.*, 1998a; Peláez-Campomanes *et al.*, 2000). Los

depósitos detríticos de la Unidad 2 son en su mayor parte de edad cretácica y contienen huesos y huellas de dinosaurios («areniscas de reptiles»). El más reciente identificado es un hadrosaurio primitivo datado del final del cron 30n (Maastrichtiense superior; Casanovas *et al.*, 1999).

Unidad 3: Constituye una unidad de calizas masivas y nodulares blanquecinas de hasta 100 m de potencia, recrystalizadas, karstificadas y con nódulos de *chert*. Resalta bruscamente en el paisaje entre los tramos blandos infra- y suprayacentes (Fig. 3). Presenta escasos fósiles, siendo los más frecuentes *Microcodium*, ostrácodos y carofitas. Se ha interpretado como lacustre (Cuevas *et al.*, 1989; Rosell *et al.*, 2001), aunque se ha inferido cierta influencia marina mediante la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hacia el techo de esta unidad en la sección de Fontllonga (sinclinal de Ager; Mayr *et al.*, 1999). En posición equivalente se sitúan las calizas y dolomías masivas de plataforma

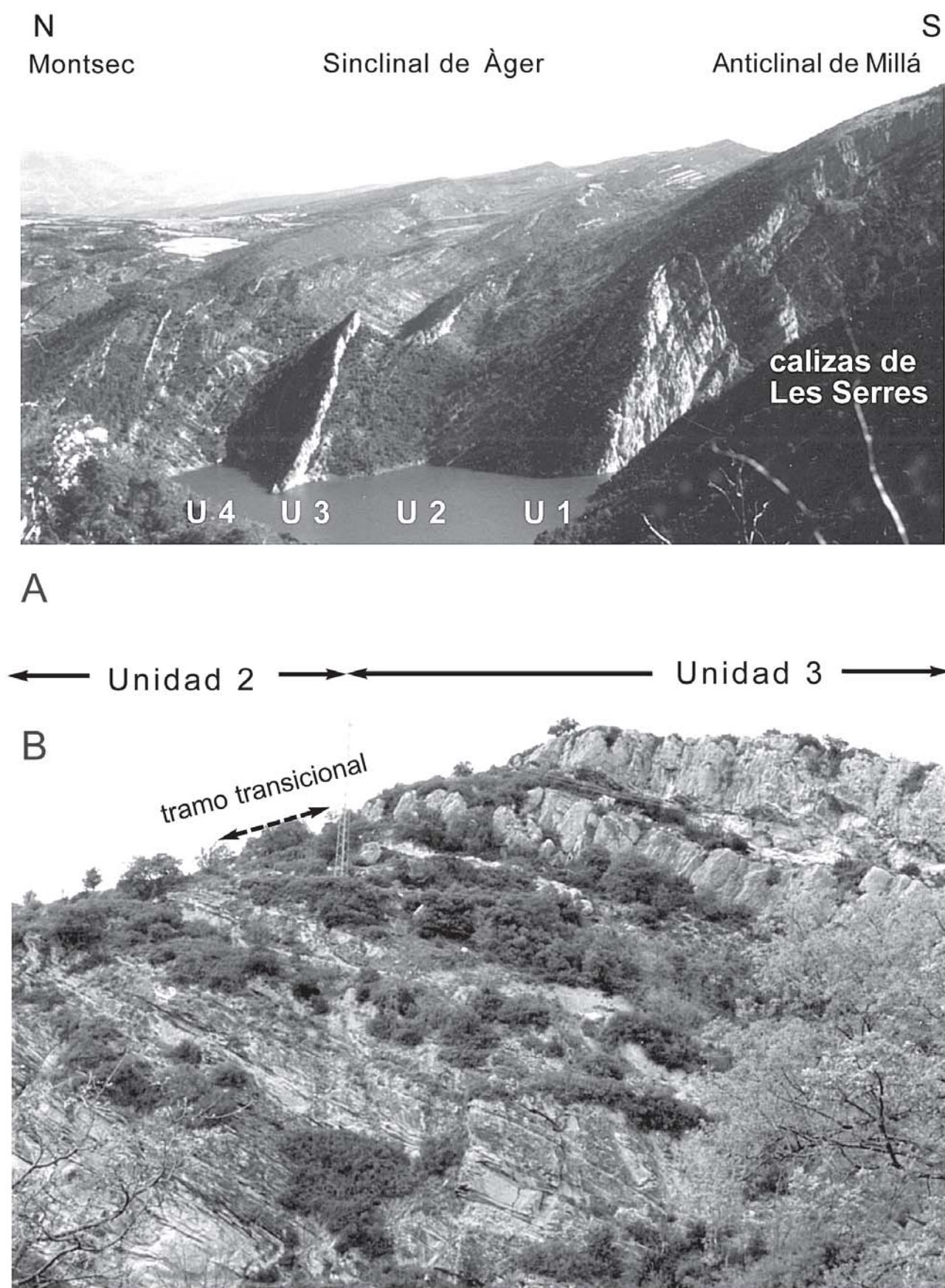


Figura 3.- A) Aspecto de campo de la Fm Tremp en el sinclinal de Àger (rio Noguera Ribagorçana, ver Figura 1). La Unidad 3 es el nivel en relieve que destaca entre dos tramos blandos. Hacia el sur (derecha) se sitúa el muro de la formación, que descansa sobre los depósitos de plataforma de las Calizas de les Serres (Campaniense superior). **B)** La Unidad 3 de la Fm Tremp en Benabarre (ver figura 2).

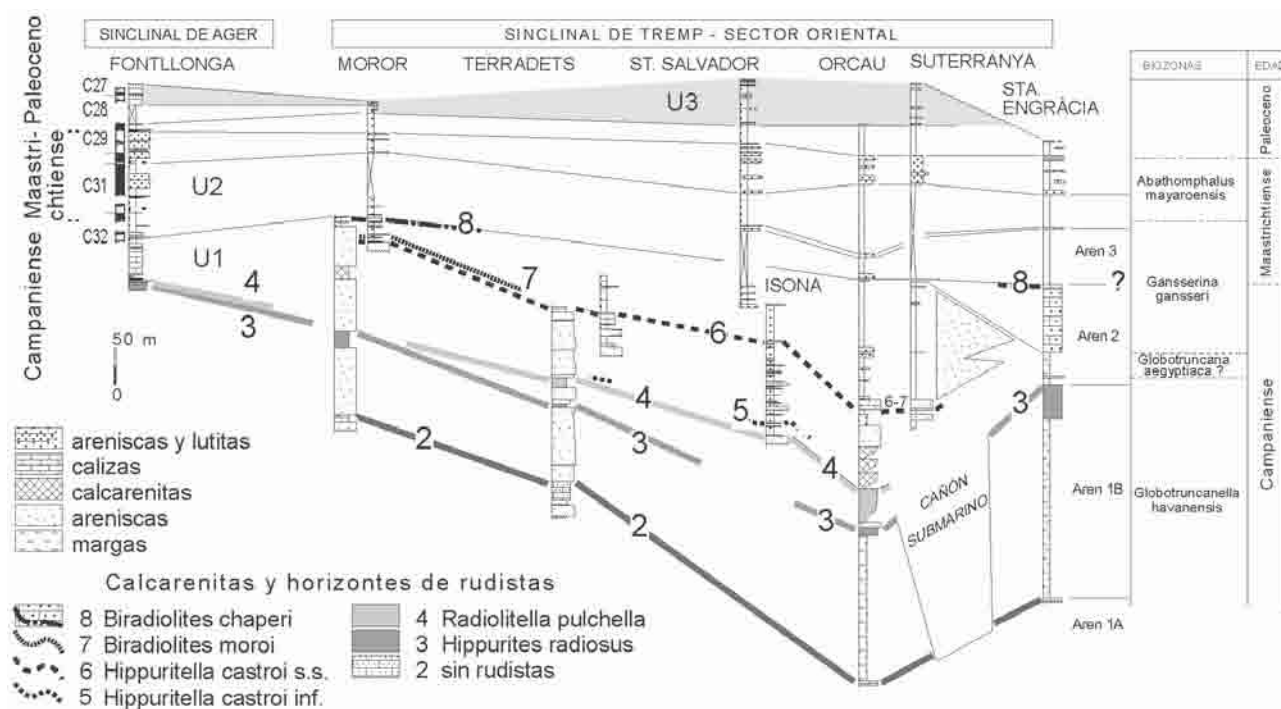


Figura 4.- Sinclinales de Trep y Ager: panel de correlación de la parte inferior y media de la Fm Trep y depósitos subyacentes (según Vicens *et al.*, 2004), indicándose la interpretación en términos de secuencias deposicionales y las edades en la escala de foraminíferos planctónicos (Orue-Etxebarria, *in litt.*; Ardèvol *et al.*, 2000). La magnetoestratigrafía es de Galbrun *et al.* (1993). La Unidad 3 de Ager y parte del tramo transicional infrayacente atribuido a la Unidad 2, correlacionan con la Unidad 3 en el sinclinal de Trep.

marina somera que forman la parte superior de la Fm Laspún, en el sector NW del sinclinal de Trep (sección de Campo, Garrido y Ríos, 1972), y las calizas de Vallcebre en el Pirineo Oriental (Solé Sugrañes, 1970) (ver figura 2).

Unidad 4: Es la más heterolítica y está formada por más de 400 m de lutitas, areniscas, carbonatos y yesos. Presenta a muro un característico nivel arcilloso de color rojo intenso. Localmente puede tener conglomerados a techo, como ocurre en las secciones de Arén, Trep, Moror y Coll de Nargó. Son frecuentes los oncolitos (que pueden ser de gran tamaño), los estromatolitos y las microcoditas (Rossi, 1993). Esta unidad no está representada en las columnas.

Las Unidades carbonáticas 1 y 3 no siempre aparecen en todas las secciones estudiadas. La U3 se distingue de otras intercalaciones de calizas presentes dentro de la Fm Trep (Tossal Dobá, Bastús) por un nivel lutítico rojo vivo muy característico que se apoya sobre ella. En las secciones donde la U3 está ausente, el nivel lutítico rojo vivo se apoya directamente sobre los depósitos terrígenos (areniscas y lutitas) del techo de la Unidad 2.

Cronoestratigrafía de la Fm Trep y situación del límite Cretácico-Terciario (KTb)

Las dataciones de la Fm Trep han sido siempre problemáticas por la escasez de fósiles cronológicamente significativos, y por los frecuentes y

complejos cambios laterales de facies. Una primera calibración se obtuvo por magnetoestratigrafía en el sinclinal de Ager (Galbrun *et al.*, 1993). Posteriormente mediante niveles guía (límites de secuencias deposicionales y horizontes de rudistas) en el sinclinal de Trep, ha sido posible la correlación de alta resolución de la Fm Arén y parte inferior de la Fm Trep con depósitos marinos subyacentes y lateralmente equivalentes que contienen foraminíferos planctónicos (identificados por el Dr. Xabier Orue-Etxebarria, UPV; Vicens *et al.*, 1999, 2001, 2004; Ardèvol *et al.*, 2000; López-Martínez *et al.*, 2001; figura 4). Así la Unidad 1 tendría una edad Campaniense superior (entre la zona *G. havanensis* y la parte inferior de la zona *G. gansseri*) lo que es congruente con los datos magnetoestratigráficos (Galbrun *et al.*, 1993; Figs. 4 y 7). La edad de la Unidad 2 estaría comprendida entre el Campaniense superior y el Daniense inferior (Galbrun *et al.*, 1993; López-Martínez *et al.*, 1998a; Ardèvol *et al.*, 2000; Vicens *et al.*, 1999; 2001; 2004).

En la USC, el KTb se sitúa dentro de un conjunto de depósitos de facies costeras y no marinas que progradan sobre los depósitos de cuenca infrayacentes (Garrido y Ríos, 1972; Ardèvol *et al.*, 2000; López-Martínez *et al.*, 2001). El reconocimiento del KTb en estas facies es muy difícil, pues no se relaciona con cambios litológicos o bióticos aparentes. En cuencas continentales de Norteamérica, el KTb se reconoce en la sucesión palinológica, pero en Europa no se observan cambios en la paleoflora durante el tránsito Cretácico-Terciario (Médus *et al.*, 1992; López-Martínez *et al.*,

1999; Fernández Marrón *et al.*, 2004). Algunos autores se han referido a la abundancia de *Microcodium* como marcador del principio del Terciario (p. ej., Llompart y Krauss, 1982, Rosell *et al.*, 2001), pero este taxón aparece también con frecuencia en depósitos del Cretácico superior y no constituye un criterio cronoestratigráfico. La presencia o ausencia de dinosaurios para situar el KTb en estos depósitos produce razonamientos circulares sobre la edad de su extinción, por lo que es conveniente utilizar otros criterios. Hasta ahora, la búsqueda del nivel enriquecido en iridio en la Fm Tremp no ha dado

resultado, por lo que algunos autores consideran que corresponde a un hiato en la sucesión (Baceta *et al.*, 2004).

Un evento importante para situar el KTb, la anomalía isotópica del δC^{13} , ha sido detectado cerca del techo de las areniscas de la Unidad 2 en Fontllonga y en Benabarre (López-Martínez *et al.*, 1998a, 1999; Fig. 7). Además, en las secciones de Fontllonga y Figuerola aparece justo debajo del nivel anómalo, un nivel rico en peces con taxones propios del Daniense nord-europeo (el pez *Coelodus laurenti*, el mamífero *Hainina pyrenaica*; De la Peña y Soler-Gijón 1996; Peláez-

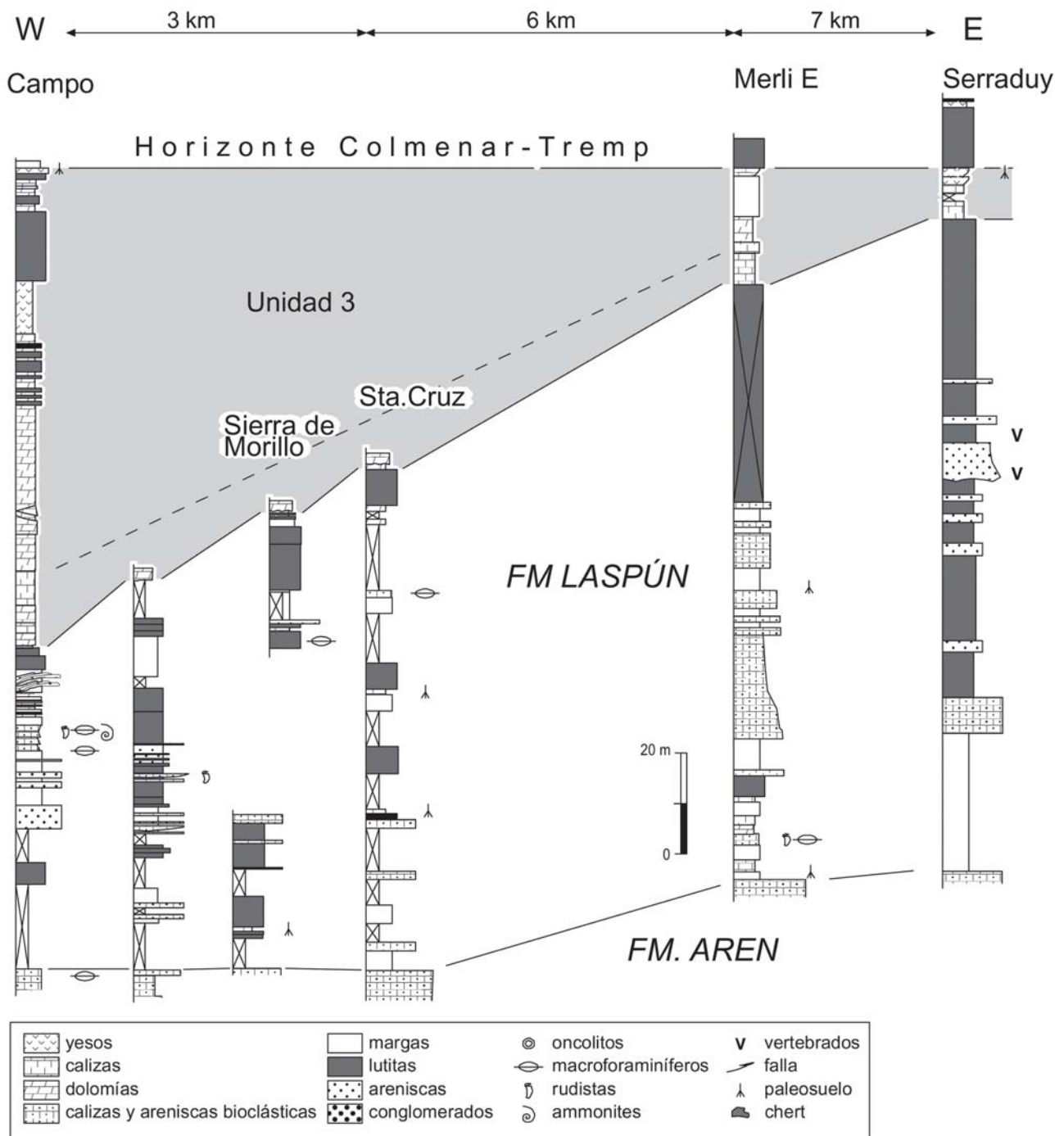


Figura 5.- Sector NO del sinclinal de Tremp: panel de correlación del tramo transicional y la Unidad 3 de la Fm Tremp. Secciones desde Campo hasta Serraduy (Huesca).

Campomanes *et al.*, 2000). Este nivel ya no presenta restos de dinosaurios, que aparecen en niveles infrayacentes en las secciones de Sta. M^a de Meyà, Mas Morull, Mas de Sauri y Fontllonga (a 1 m, 3, 16 y 27 m por debajo respectivamente; López-Martínez *et al.*, 1998a; 1999; Casanovas *et al.*, 1999). Por tanto, en el sinclinal de Ager y en Benabarre el KTb puede ser situado dentro de un intervalo mínimo de sólo 1 metro de espesor.

La posición del KTb presenta mayores incertidumbres en el sector NW del sinclinal de Tremp, en depósitos costeros más distales y expandidos (sección de Campo, figura 1). El macroforaminífero *Laffiteina bibensis*, considerado marcador del inicio del Daniense, aparece unos 30 m por debajo de la base de la U3 (Garrido y Ríos, 1972; Blanc, 1975; biozona SBZ 1 de Serra-Kiel *et al.*, 1998), al igual que las carofitas *Peckichara llobregatensis* y *Sphaerochara edda* (Feist y Colombo, 1983; Riveline *et al.*, 1996). Sin embargo, fósiles no reelaborados presumiblemente cretácicos (bancos de rudistas, el ammonite *Pachydiscus gollevillensis* y restos de dinosaurios), se registran en niveles suprayacentes a los de *Laffiteina bibensis*, que representaría para algunos autores un linaje extinguido en el límite Cretácico/Terciario (Loeblich y Tappan, 1974; Eichenseer, 1988; López-Martínez *et al.*, 1998b, 2001; figura 5). La presencia de tantos taxones típicamente cretácicos por encima de los supuestos marcadores paleocenos induce a revisar la calibración de las biozonas SBZ 1 y *P. llobregatensis* y situarlas probablemente en el Cretácico.

La edad de la U3 no ha podido ser directamente establecida por no contener fósiles cronológicamente característicos. En la sección de Fontllonga, una secuencia paleomagnética próxima a su techo ha sido tentativamente correlacionada con los crones 27r, 27n y 26r (polaridad inversa, con una muestra intercalada de polaridad normal Galbrun *et al.*, 1993; Fig. 7B). Esta correlación es compatible con la edad Daniense inicial del tramo transicional infrayacente (cronos 29r y 29n), que confirman las carofitas y vertebrados registrados (López-Martínez *et al.*, 1998a; Ullastre y Masriera, 1998). En la sección de Campo (Fig. 5), las dolomías de la U3 también presentan polaridad inversa y se correlacionan con calizas de plataforma de los Pirineos Occidentales, de edad Daniense (Galbrun *et al.*, en prensa; Robador *et al.*, 1990; Robador, 2005). Puede inferirse por tanto que la edad de la U3 abarca el Daniense superior (entre 62 y 60 millones de años aproximadamente, figura 2).

La Unidad 4 ha sido atribuida al Thanetiense por la presencia del gasterópodo *Vidaliella gerundensis* (citado en Ager y en Tremp, Ullastre y Masriera, 1998) y los macroforaminíferos bentónicos característicos de las biozonas SBZ 3 (*Glomalveolina primaeva*) y SBZ 4 (*Glomalveolina levis*), citados en la parte superior de esta unidad en Ager y en Campo (Robador *et al.*, 1990; Rossi, 1993; Ullastre y Masriera, 1998; Serra-Kiel *et al.*, 1998). En varias localidades de la Unidad 4

próximas a Tremp han sido hallados mamíferos de la zona MP6b (Paleoceno superior, López-Martínez y Peláez-Campomanes, 1999), correlacionada con el Clarkforkiense 1-2 de Norteamérica y anteriores a la unidad MP7 del Eoceno inferior europeo. El límite Paleoceno-Eoceno ha sido situado cerca del techo de esta unidad mediante quimioestratigrafía isotópica (Schmitz y Pujalte, 2003).

Metodología

En la USC, los afloramientos de la Fm Tremp ocupan una importante extensión en la que se han levantado un total de 27 secciones estratigráficas. Además se han revisado e integrado en este estudio otras secciones ya publicadas (Vicens *et al.*, 2004; López Martínez *et al.*, 1998). Las secciones han sido agrupadas en cuatro áreas (Fig. 1):

- Sinclinal de Tremp (lámina del Montsec); es el afloramiento de mayor extensión con 660 km². Se han diferenciado dos sectores: 1, el sector oriental, que incluye las secciones del flanco Norte del sinclinal (desde Isclés hasta Suterranya), el centro (San Salvador de Toló) y el flanco Sur (desde Montgay hasta Toló; Figs. 1 y 4); y 2, el sector NW con las secciones comprendidas desde Campo a Serraduy (Figs. 1 y 5).

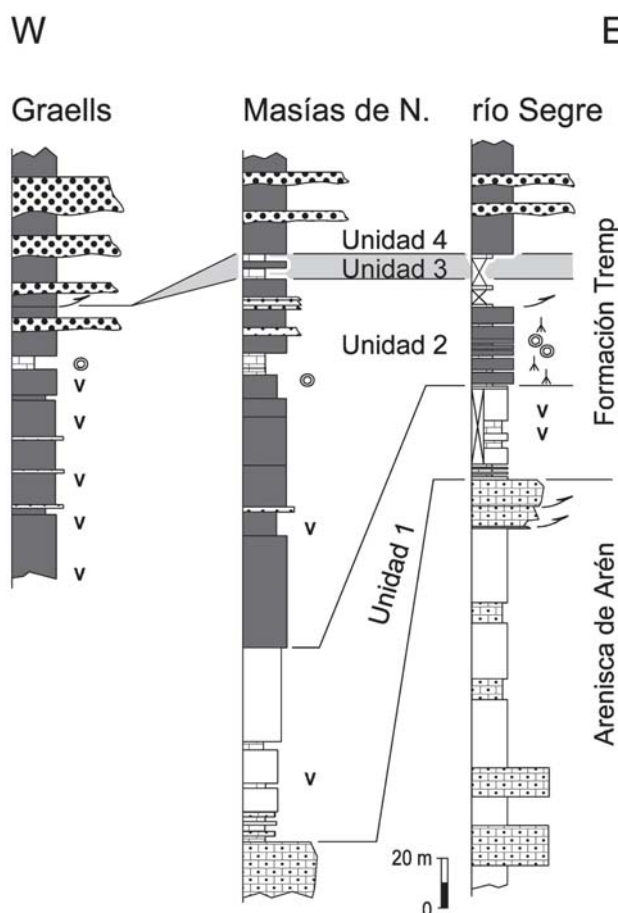


Figura 6.- Sinclinal de Coll de Nargó, secciones de la parte inferior y media de la Fm Tremp. Ver leyenda en la figura 5.

- Sinclinal de Coll de Nargó; con unos 21 km² también situado en la lámina del Montsec. Se han realizado secciones en Graells, Masías de Nargó y en el río Segre (Figs. 1 y 6).

- Sinclinal de Ager, al Sur del Montsec, con unos 146 km² de afloramientos en los que se han realizado 12 secciones desde Sabinós en el río Noguera Ribagorzana, hasta Sta. M^a de Meyà (Fig. 1). Además se han estudiado los

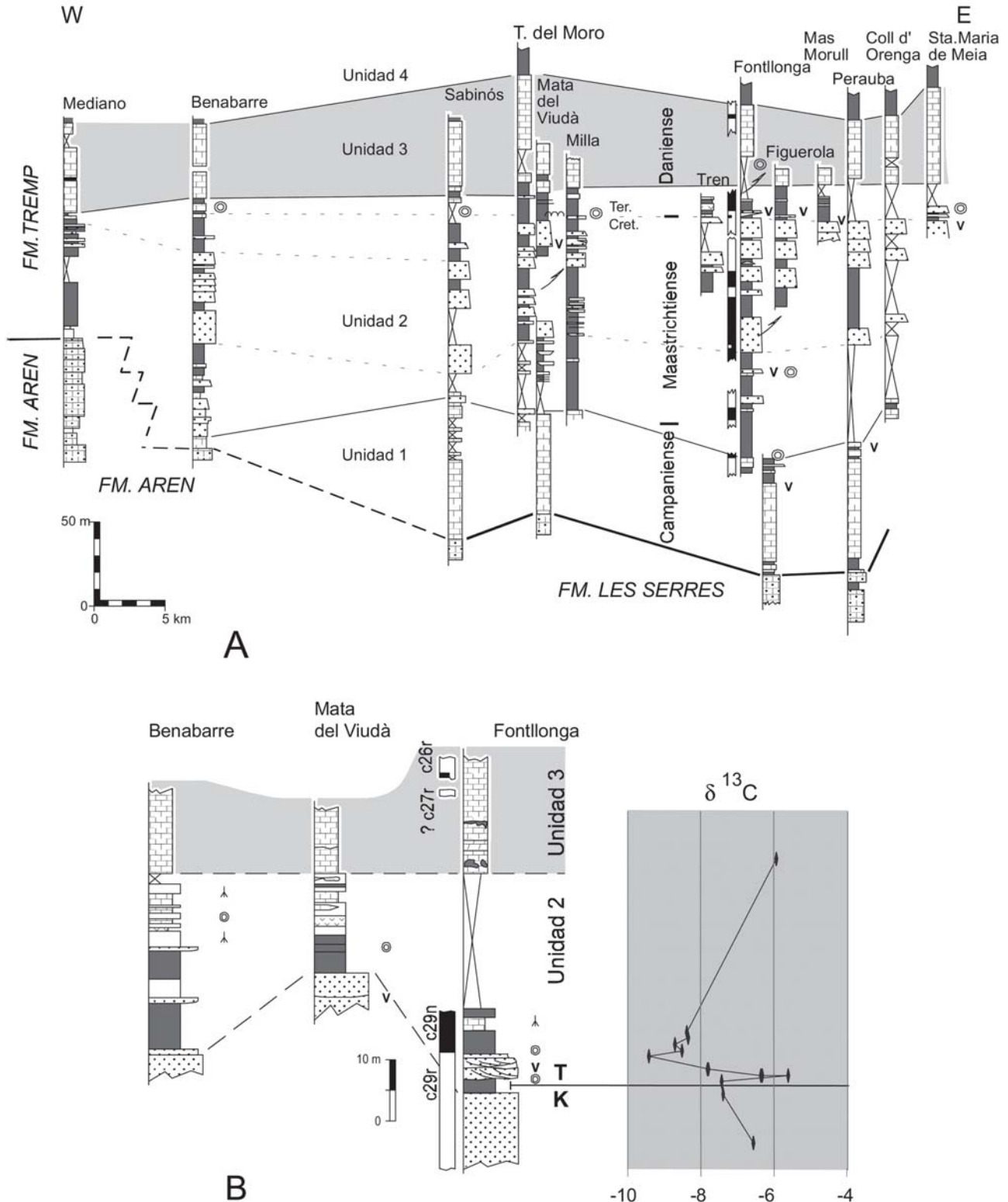


Figura 7.- A) panel de correlación de la parte inferior y media de la Fm Tremp (Unidades 1 a 3) en el sinclinal de Ager y secciones de Benabarre y Mediano (modificado de López Martínez *et al.*, 1998a). Datos magnetoestratigráficos de Galbrun *et al.* (1993). Las variaciones de potencia de los tramos de depósitos blandos en el sinclinal de Ager se relacionan con la compresión tectónica diferencial, no con variaciones originales de espesor de los depósitos. Distancia horizontal sin escala. **B)** detalle del tramo transicional entre las Unidades 2 y 3 de la Fm Tremp en el sinclinal de Ager. Se indica la situación del límite Cretácico-Terciario y la anomalía geoquímica de la $\delta^{13}C$ (según López-Martínez *et al.*, 1998). Ver leyenda en la figura 5.

afloramientos aislados de Benabarre y Mediano, con los que se ha establecido una correlación estratigráfica (Figs. 1, 3 y 7).

- Sierras Marginales; unos 130 km² de afloramientos dispersos en un gran número de pequeñas escamas tectónicas. Se han realizado secciones en Sestarres, Gabasa, Castillonroy, Finestres, Fontfreda, Tragó de Noguera, Matamala, Farfanya, Boada y Alós Este (Figs. 1 y 8).

Además de estas secciones, se han utilizado los datos de los sondeos de Campanúe-1, Centenera-1, Sta. Creu-1, Monesma-1, Cajigar-1 y Benabarre-2E, donde se registra la U3, y Tolvá-1 y Comiols-1, donde no se registra (Fig. 12).

En cada una de las secciones estudiadas se ha caracterizado la Unidad 3, así como los tramos transicionales infra- y suprayacentes a esta unidad, asignados respectivamente a las Unidades 2 y 4.

Las distintas secciones han sido muestreadas para el estudio petrológico de carbonatos, habiéndose realizado secciones pulidas y láminas delgadas en la totalidad de las 140 muestras recogidas. Las láminas delgadas fueron sometidas a tinción selectiva de carbonatos (Lindholm y Finkelman, 1972). Además se ha utilizado puntualmente el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) para caracterizar la fábrica, composición mineralógica y texturas.

Asimismo se ha estudiado el contenido paleontológico de las muestras (foraminíferos, palinomorfs, vertebrados, oncolitos, etc.) y sus condiciones de preservación, distribución y sucesión dentro de las rocas.

Además del levantamiento de las series, se han realizado detalladas observaciones de las facies petrológicas y paleontológicas sobre tres tramos (tramo infrayacente, U3 y tramo suprayacente) y se ha discutido su interpretación. Las secciones entre las que existe continuidad cartográfica han sido correlacionadas entre sí; posteriormente, los paneles de correlación se han integrado dentro de cada unidad estructural y entre distintas escamas tectónicas. Por último, se realizan inferencias en términos de estratigrafía secuencial.

Resultados

Tramo transicional detrítico-carbonático, infrayacente a la Unidad 3

En todos los sectores estudiados se ha comprobado la existencia de un tramo transicional, formado por depósitos fundamentalmente lutíticos y margosos, que separa los depósitos terrígenos de la Unidad 2 de los depósitos carbonáticos de la U3. Es un tramo difícil de observar por encontrarse a menudo cubierto, y se asigna a la Unidad 2. En el sinclinal de Ager y en Benabarre (Figs. 3 y 7B), la potencia de este tramo varía de 18 a 45 m y corresponde a depósitos lutítico-margosos y calcáreos. El límite Cretácico-Terciario se sitúa dentro del cron 29r, localizado en la base del tramo transicional, que corresponde por tanto en su mayor parte al Daniense inferior. En este tramo se encuentran asociaciones de carofitas atribuidas al Paleoceno (como *Dughiella bacillaris*) junto con otras cretácicas (como *Maedleriella* sp. A) (secciones de Fontllonga, Moror,

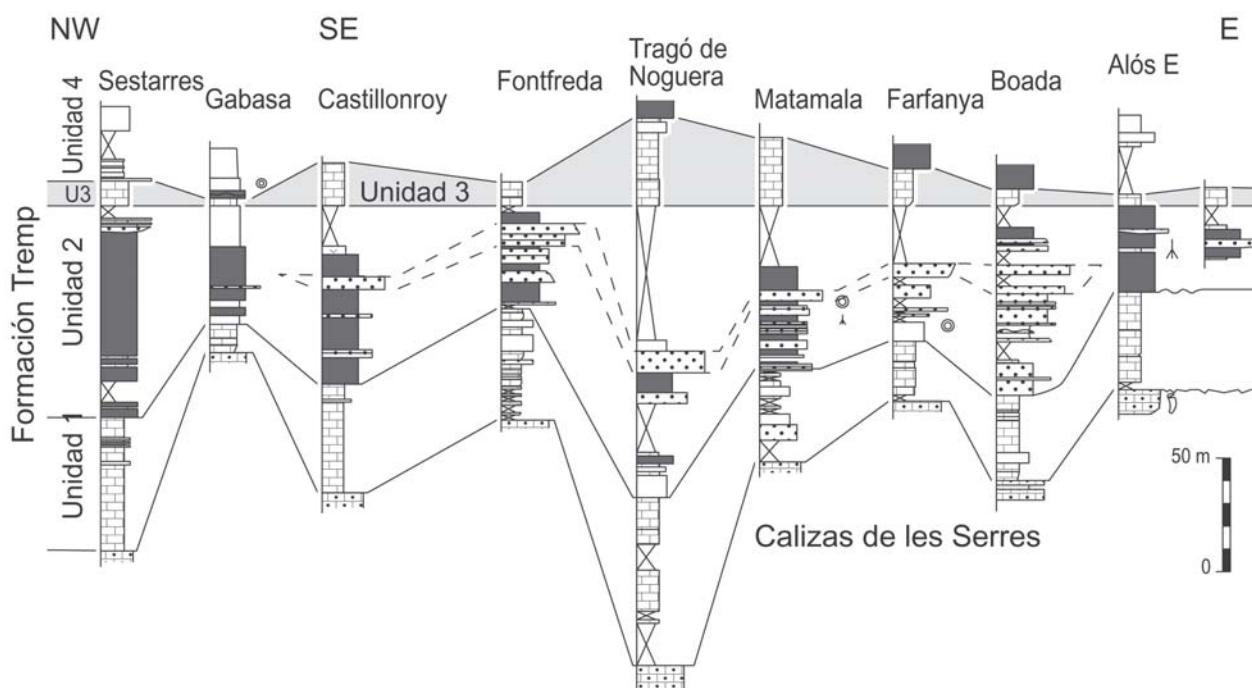


Figura 8. Sierras Marginales (Huesca y Lleida): panel de correlación de las secciones de la parte inferior y media de la Fm Trepn. Ver leyenda en la figura 5.

Ager, Auberola y Benabarre; Galbrun *et al.*, 1993; Masriera y Ullastre, 1990). Durante más de 30 km a lo largo del flanco sur del sinclinal de Ager (secciones de Sabinós, Mata del Viudà, Fontllonga y Sta. M^a de Meia) se encuentra un nivel de oncolitos muy característico dentro de este tramo, que aparece también en Benabarre (Figs. 3B y 7B), en el flanco S del sinclinal de Tremp (sección de Moror) y en el sinclinal de Coll de Nargó (secciones de Rio Segre, Masias de Nargo y Graells, Fig. 6). En Fontllonga, el nivel de oncolitos registra el cambio 29r/29n (Galbrun *et al.*, 1993; Fig. 7B).

En la mayoría de las secciones estudiadas, la parte superior del tramo transicional presenta paleosuelos calcimorfos y delgados niveles carbonáticos que preceden a los depósitos de la U3. De forma local aparecen intercalaciones de yesos en algunas secciones del sinclinal de Ager (Mata del Viudà, Tren, Fig. 7) y de las Sierras Marginales (Castillonroy, Fig. 8), donde alcanzan hasta 4 m. Estos depósitos indican un cambio relativamente brusco de régimen sedimentario y consecuentemente un cambio en las condiciones hidrodinámicas respecto a los niveles inferiores, pasando de régimen detrítico a químico en toda la USC. Este cambio general en los sistemas deposicionales se detecta ya desde la parte superior de la Unidad 2, y se instala luego de forma más patente y prolongada durante el depósito de la U3. Este cambio se sitúa por encima de la anomalía isotópica de la δC^{13} en las secciones de Benabarre y Fontllonga, donde coincide con la inversión de polaridad magnética que pasa de inversa a normal (límite entre cron c29r/c29n, Figs. 4 y 7). El cambio se sitúa cronoestratigráficamente por tanto en el Daniense inferior, mientras que los primeros niveles danienses son todavía depósitos detríticos similares a los dominantes durante el Maastrichtiense superior.

La Unidad 3 de la Fm Tremp

Esta unidad está formada en general por bancos carbonáticos de aspecto masivo con rasgos de nodulización, recristalización y karstificación. Estos bancos varían en número de uno a seis, y están separados por niveles delgados de margas y/o lutitas. La U3 destaca en muchos afloramientos por su relieve y color blanco entre dos tramos blandos de color rojo. La potencia total de la unidad oscila desde más de 80 m en las secciones de Sta. M^a de Meyá y Campo, hasta reducirse a 1 m en la sección de Serraduy. En determinadas zonas la unidad desaparece completamente, como entre las secciones de Isclés y Tremp en el flanco N del sinclinal de Tremp, y en Barcedana-Toló, en el flanco S del sinclinal de Tremp (Fig. 1). En conjunto la U3 presenta rasgos comunes en arquitectura, facies sedimentarias y procesos diagénéticos, que son comentados a continuación.

Sector oriental del sinclinal de Tremp: La U3, con una potencia media de 50 m (Fig. 4), aparece en este sector

como una sucesión de sedimentos carbonáticos intercalados entre niveles detríticos. En el flanco Norte del sinclinal, esta unidad está bien desarrollada en la sección de Suterranya, desapareciendo gradualmente hacia el Este (Fig. 4). En el área central del sinclinal, la U3 se reconoce en la sección de San Salvador de Toló, que puede correlacionarse con la sección de Suterranya (Fig. 4). Más hacia el oeste de Tremp, la U3 podría estar erosionada y desaparecer (Kraus, 1992), o bien podría pasar a facies lutíticas. El delgado nivel carbonático de las secciones de Tremp y Esplugafreda (Kraus, 1992; Schmidt y Pujalte, 2003) se encontraría dentro de la U4. En el flanco Sur, la U3 aparece en los afloramientos de Guardia y de Montrebeu con un espesor reducido, encontrándose afloramientos intermedios de escasa potencia en Sant Esteve de la Sarga y Moror (Figs. 1 y 4). Hacia el Este (secciones de Barcedana y Toló) y hacia el Oeste (sección de Montgay) de este flanco la U3 está ausente. En el sector noroccidental del sinclinal de Tremp, la U3 está aparentemente ausente en varias decenas de kilómetros entre Tremp e Isclés. La U3 reaparece más al Oeste en Serraduy y Campo donde se interdigita con carbonatos marinos (parte de la Fm Laspún, Garrido y Ríos, 1972; Figs. 1 y 5) que se continúan hasta la Peña Montañesa. Por sus características peculiares, las secciones de este sector se describen independientemente del resto (ver capítulo sector NW del sinclinal de Tremp).

La U3 en el sinclinal de Tremp, a diferencia de otros sectores, aparece constituida por una sucesión fundamentalmente lutítica (secciones de San Salvador y Suterranya, Fig. 4) que intercala varias capas de margas y calizas asociadas en varias secuencias métricas (Fig. 9). Las calizas, que forman los términos superiores de estas secuencias, corresponden a microfacies lacustres litorales de *mudstones* - *wackestones* bioclásticos, en los que se han diferenciado foraminíferos de aguas salobres (discórbidos y valvulínidos, figura 9 A-B), gasterópodos (Fig. 9 C), ostrácodos y escasas carofitas. También se han reconocido *mudstones* microbiales laminados que en ocasiones se presentan deformados y fragmentados (Fig. 9 D, posiblemente por desecación y/o bioturbación vegetal). Las calizas presentan diferentes estructuras edáficas de exposición subaérea, más desarrolladas a techo, como: nodulización, rizolitos y microkarstificación. Éstos niveles pueden ser interpretados como paleosuelos calcimorfos, y aparecen muy bien desarrollados en las secciones de Suterranya y San Salvador de Toló. Los paleosuelos calcimorfos presentan texturas de *grainstones* edáficos como producto de transformación edáfica de los barros lacustres originales (Fig. 9 E; Arribas, 1986; Alonso, *et al.*, 1992). En general, los niveles de calizas presentan como rasgo común la presencia de *Microcodium*, tanto en colonias de crecimiento *in situ* (paleosuelos calcimorfos), como en prismas disociados en calizas lacustres, junto a componentes límnicos (Fig. 9 A). El desarrollo de colonias de *Microcodium* está

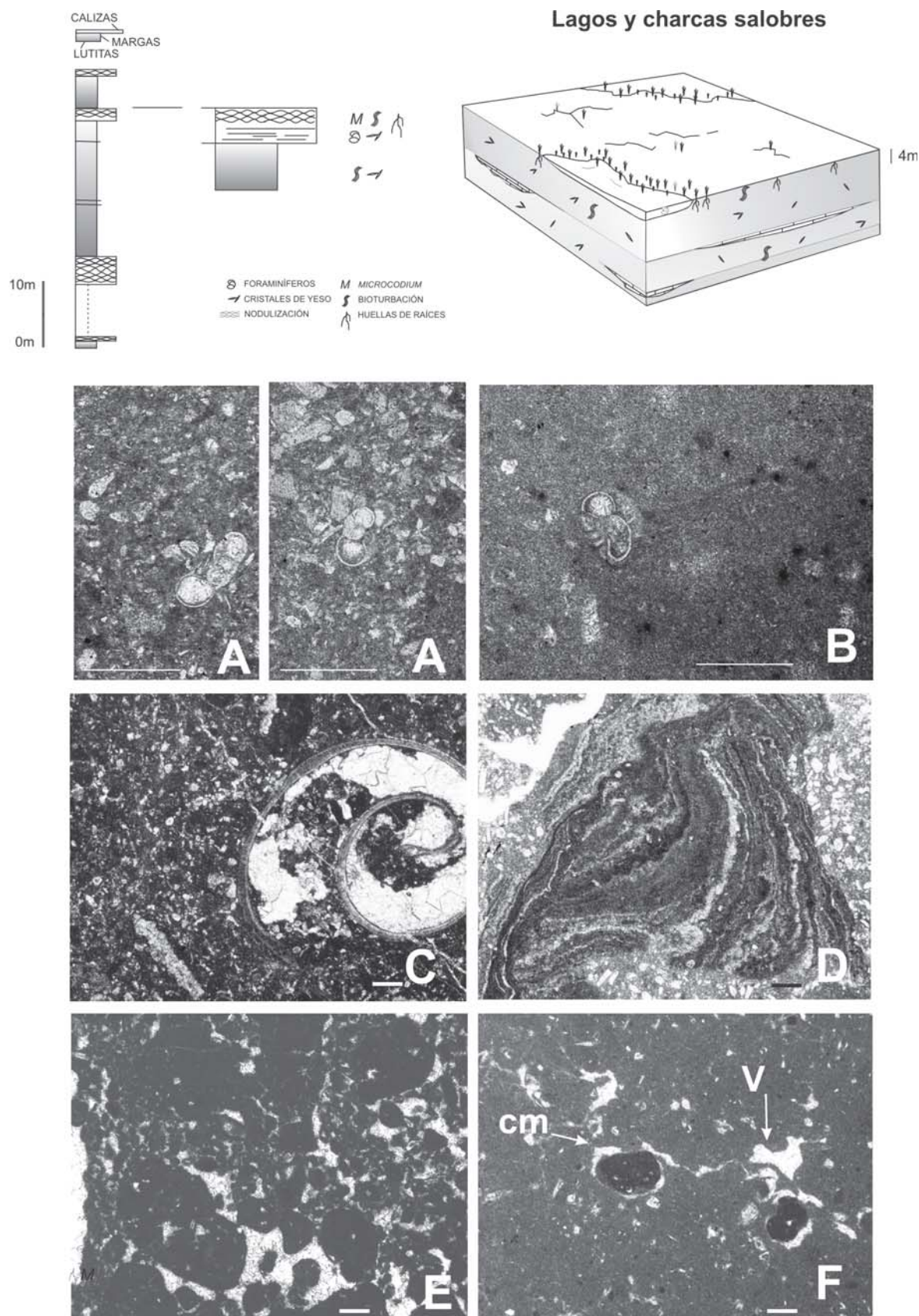


Figura 9.- Esquema de la sucesión litológica de la Unidad 3 en el sector oriental del sinclinal de Tremp, secuencia tipo, representación de los ambientes de sedimentación y rasgos petrográficos. **A)** secciones de discórbidos en *wackestones* bioclásticos con prismas disociados de *Microcodium*, (sección de San Salvador de Toló); **B)** sección de discórbido en *mudstone* bioclástico, (sección de Suterranya); **C)** sección de gasterópodo en *wackestone* bioclástico con prismas disociados de *Microcodium* (sección de San Salvador de Toló); **D)** fragmento de *mudstone* microbial entre prismas disociados de *Microcodium*, (sección de Suterranya); **E)** *grainstone* edáfico constituido por nódulos micríticos (sección de Suterranya); **F)** nódulos micríticos edáficos y porosidad *vug* (v) y circumgranular (cm) ocupada por cemento esparítico (sección de San Salvador de Toló). Todas las fotografías están realizadas con nicoles paralelos. Escala = 0,25 mm.

acompañado por otros rasgos diagenéticos debidos a exposición subaérea: *grainstones* edáficos, porosidad *vug*, cementos esparíticos rellenando porosidad circumgranular (Fig. 9 F), rizocrecciones (micrita laminada alrededor de cavidades de bioturbación vegetal), etc. Estas calizas se intercalan con lutitas muy bioturbadas y de fuertes colores de hidromorfismo (naranjas, violetas) en los que se reconocen cristales de yeso en posición intersticial, así como delgadas capas de areniscas de grano fino (menos de 1m de espesor). Los limos son interpretados como depósitos de llanura de inundación asociados a sedimentos carbonáticos de lagos de salinidad variable, próximos a la línea de costa.

Sector NW del sinclinal de Tremp: Entre las localidades de Serraduy y Campo, la U3 está constituida por una sucesión de carbonatos perimareales y lacustres, que presenta un espesor mayor en relación a otros sectores (Fig. 5; Robador *et al.*, 1990; Robador, 2005). La relación de continuidad de los depósitos de la U3 entre Campo y Serraduy se muestra en secciones intermedias, observándose un aumento de potencia hacia el W (Fig. 5), bien por acuñamiento de los depósitos carbonáticos hacia el Este (cf. Eichenseer, 1988), o por cambio lateral de facies. La primera opción parece probable ya que la posición estratigráfica del nivel del macroforaminífero *Laffiteina* en el tramo infrayacente permanece paralela a la base de los niveles carbonáticos suprayacentes (Fig. 5). En este sector la U3 se caracteriza por presentar, en su parte más alta y por encima de éste potente tramo carbonático, una brecha de colapso evaporítica que alcanza 14 m de potencia en la sección de Campo y que se acuña hacia el Este, en la sección de Serraduy (Fig. 5). La sucesión termina con un tramo de lutitas con huellas de raíces, y varios niveles métricos de carbonatos. El techo de la U3 en este sector corresponde a un horizonte doble de paleosuelos calciomorfos (Fig. 5) denominado «horizonte Colmenar-Tremp» (Eichenseer y Krauss, 1985).

El tramo basal de la U3 en la sección de Campo (primeros 8 m) se caracteriza por la presencia de carbonatos depositados en un ambiente marino somero; corresponden a dolomías con texturas predominantes de *dolopackstones* bioclásticos (fantasmas de moluscos, ostrácodos, algas rojas; figura 10 A), y *bindstones* de algas rojas interpretables como depósitos de barras bioclásticas transgresivas. Sobre él se encuentra un conjunto de 7 m de espesor compuesto por calizas de texturas *mudstones* - *wackestones* con carofitas y *Microcodium*, que muestran diferentes rasgos edáficos como: nódulos micríticos (Fig. 10 B y C), porosidad fenestral (*bird-eyes*) y *vug* asociadas a trazas de raíces (pseudomicrokarst *sensu* Freytet y Plaziat, 1982). Se interpretan como sedimentos característicos de lagos de agua dulce sometidos a desecación y exposición subaérea. Sobre el conjunto anterior, se dispone un tramo de 50 m de *dolomudstones*

y *wackestones* - *packstones* bioclásticos (carofitas, miliólidos y granos micritizados; figura 10 D), característicos de lagunas salobres costeras. Además, en ambas texturas es frecuente encontrar rasgos de exposición subaérea como: cavidades de disolución de tipo *vug*, caverna y circumgranular ocupadas por cemento y sedimento interno (Fig. 10 D), porosidad fenestral (*bird-eyes*) y pseudomorfos de yeso. Ocasionalmente los *dolomudstones* presentan nódulos de *chert*. Estos carbonatos incluyen intercalaciones de margas dolomíticas verdes con restos de peces (Villatte, *in lit.*), así como capas métricas de *grainstones* y *packstones* oolíticos (Fig. 10 E y F) caracterizando ambientes marinos de plataforma somera.

En la sección de Serraduy (Fig. 5) la potencia de la U3 es sólo de 10 m y está compuesta por una alternancia de *dolomudstones* con carofitas y *mudstones* con carofitas y trazas de raíces, similares a las descritas en otras zonas del sinclinal de Tremp. Son interpretadas como depósitos de lagos costeros de aguas de salinidad variable.

Sinclinal de Coll de Nargó: En esta zona es difícil diferenciar las unidades 2 y 3 de la Fm Tremp, debido al escaso desarrollo que presentan las areniscas de la parte superior de la Unidad 2 y a los importantes accidentes tectónicos que afectan a la Fm Tremp. La U3 está presente en afloramientos discontinuos muy adelgazados por cizallas. Está superpuesta a niveles de calizas con *Lychnus* de la parte superior de la Unidad 2 de edad cretácica, especialmente bien desarrolladas en la sección del río Segre (Fig. 6). La U3 aparece con una potencia aproximada de 15 m, compuesta por lutitas, margas y calizas (Fig. 6), que parecen formar secuencias elementales muy similares a las encontradas en el sinclinal de Tremp.

El estudio petrológico de las calizas se ha realizado en la sección de Masías de Nargó, en donde mejor se preserva esta unidad. Se han podido reconocer texturas deposicionales de *packstones* de oncolitos, *mudstones* con cavidades de tipo *vug*, *mudstones* con pseudomorfos lenticulares de yeso y prismas dispersos de *Microcodium*, y *grainstones* edáficos. Los niveles de *packstones* de oncolitos se caracterizan por presentar una matriz micrítica con fragmentos de moluscos, ostrácodos e intraclastos. Estas texturas no presentan evidencias de exposición subaérea y podrían ser equivalentes a los niveles de *mudstones* microbiales laminados encontrados en el resto de sectores. El resto de calizas presentan fabricas edáficas, similares a las descritas en el sector oriental del sinclinal de Tremp, en las que se reconoce: nodulización en *mudstones* (*ooid-cracks*) y *grainstones* edáficos, porosidades de tipo *vug* y *circumgranular* ocupadas por cementos esparíticos, rizocrecciones, crecimiento desplazativo de yeso lenticular, así como presencia de prismas y colonias de *Microcodium*.

Las secuencias elementales de margas y calizas corresponden a episodios de desecación de lagos

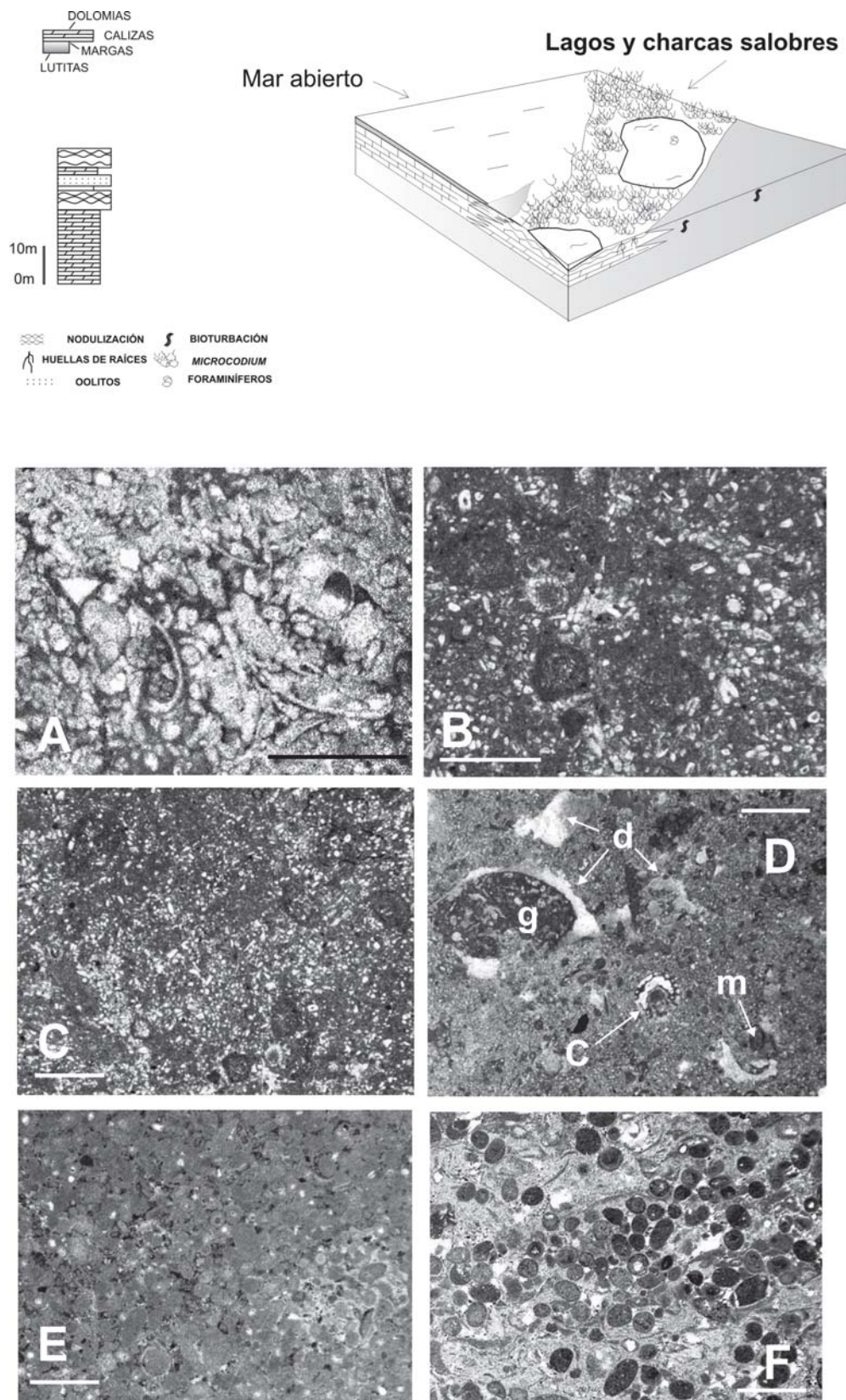


Figura 10.- Esquema de la secuencia tipo de la Unidad 3 en el sector NW del sinclinal de Tremp, representación de los ambientes de sedimentación y rasgos petrográficos. **A)** *dolopackstone* bioclástico (fantasmas de moluscos y otros bioclastos; muestra PAL-1); **B y C)** nódulos micríticos edáficos desarrollados sobre *mudstone* con carofitas y prismas disociados de *Microcodium* (muestra PAL-2); **D)** restos de carofitas (c) y foraminíferos miliólidos (m), rodeados por cavidades de disolución (d) parcialmente ocupadas por cemento. Relleno de peloides y granos micritizados (g) en porosidad intrapartícula. Matriz de microesparita con prismas de *Microcodium* (muestra PAL-4); **E)** *dolopackstone* oolítico con porosidad intergranular (muestra PAL-5); **F)** *dolograinstone* de oolitos, restos bioclásticos y granos micritizados (muestra PAL-6). Todas las fotografías están realizadas con nicoles paralelos. Escala = 1 mm.

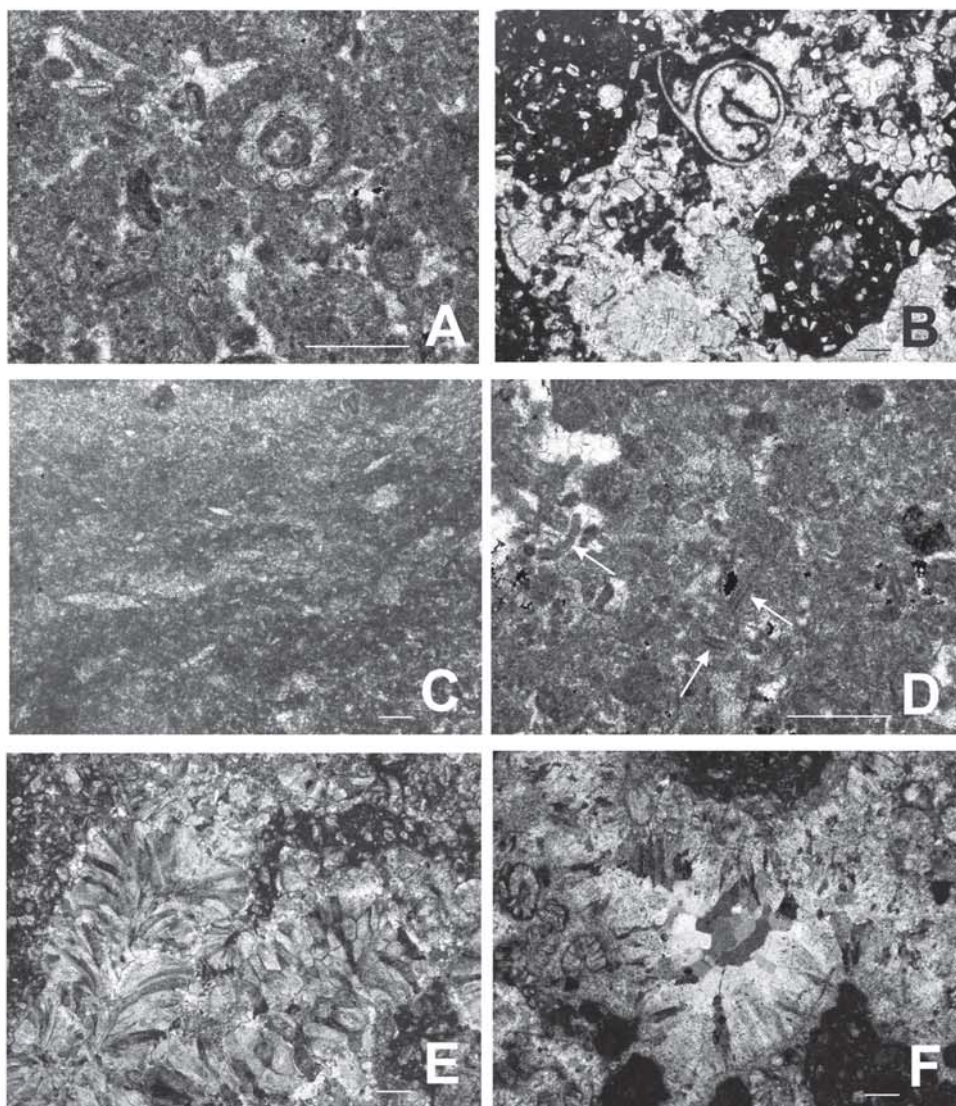
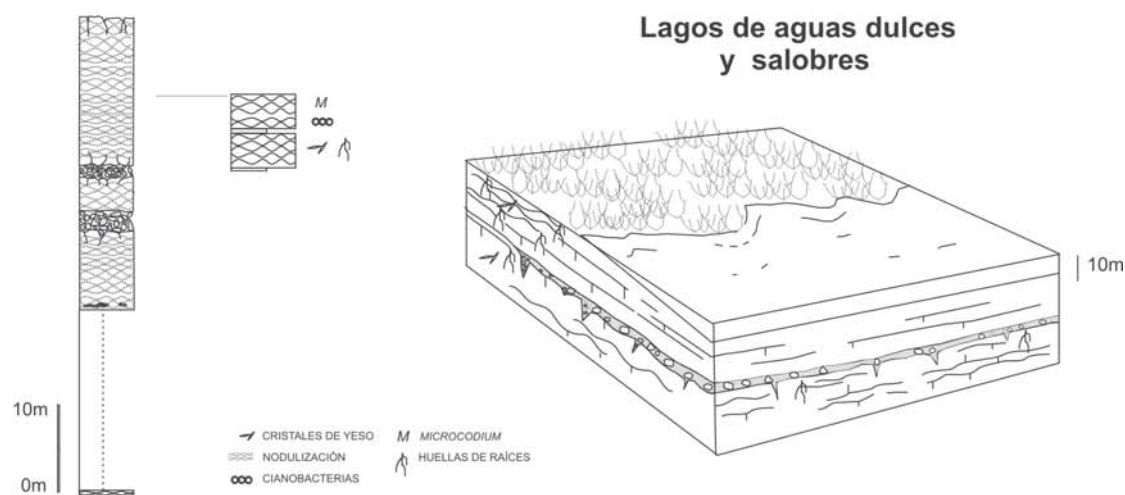


Figura 11.- Esquema de la sucesión litológica de la Unidad 3 en el sinclinal de Ager, secuencia tipo, representación de los ambientes de sedimentación y rasgos petrográficos. **A)** wackestone con carofitas y prismas de *Microcodium* (sección de Fontllonga); **B)** sección de gasterópodo en wackestone bioclástico con prismas de *Microcodium*, y colonias de *Microcodium* creciendo *in situ* bordeadas de cemento esparítico (sección de Peralva); **C)** mudstone con pseudomorfos lenticulares de yeso (sección de Fontllonga); **D)** detalle de secciones de *Girvanella* en la matriz micrítica de un wackestone bioclástico (sección de Fontllonga); **E)** colonia de *Microcodium* creciendo *in situ* en wackestone bioclástico (sección de Peralva); **F)** cemento columnar y en mosaico de calcita posdatando las colonias de *Microcodium*. Nícoles paralelos en A-D y nícoles cruzados en E-F. Escala = 0,25 mm.

someros de aguas dulces sin que se haya detectado influencia marina.

Sinclinal de Ager y secciones de Benabarre y Mediano:

En el sinclinal de Ager, la U3 aparece a lo largo de su flanco meridional de forma muy continua y potente (con espesores de 40 a 80 m) y también en los restos del flanco Norte localmente conservados al frente del cabalgamiento del Montsec (Fig. 7). Las secciones aisladas de Benabarre y Mediano son muy similares a las de Ager, pudiendo establecerse una correlación tentativa (Fig. 7A). En general se observan dos tramos carbonáticos potentes fuertemente karstificados, separados por sedimentos margosos o lutíticos, pero en ocasiones aparecen como un único tramo. Dentro de cada tramo es difícil de reconocer superficies de estratificación. El proceso de karstificación se manifiesta por un marcado desarrollo de texto-estructuras diagenéticas perfectamente reconocibles en campo como: porosidad en cavernas, texturas de disolución, cementos travertínicos, brechificación, oxidación y fracturación generalizada. En general, todos estos rasgos diagenéticos visibles en campo borran en parte y cortan a los planos de estratificación, dando un aspecto masivo y caótico al conjunto. Además se observan otros procesos diagenéticos característicos en la base de la unidad como formación de nódulos de *chert* y recristalización. Todos estos rasgos diagenéticos se observan asimismo en las secciones de Benabarre y Mediano.

En las secciones más orientales de este sector (Santa M^a de Meiá, Perauba), las calizas corresponden predominantemente a *wackestones* - *packstones* con carofitas, gasterópodos, ostrácodos y *Microcodium* (Fig. 11, A-B), si bien pueden intercalar *mudstones* y *dolomudstones* microbiales con pseudomorfos lenticulares de yeso (Fig. 11, C). En la matriz micrítica de los *wackestones* bioclásticos se reconocen secciones longitudinales micríticas características de cianobacterias de tipo *Girvanella* (Fig. 11, D). En conjunto estas microfacies lacustres son similares a las descritas en el sinclinal de Tremp, pero no se han observado foraminíferos. Como en otros sectores, es característica la presencia de *Microcodium*, que puede llegar a reemplazar totalmente al carbonato original (Fig. 11, E). En la sección de Fontllonga son más frecuentes las intercalaciones de *mudstones* microbiales y *dolomudstones* con pseudomorfos lenticulares de yeso. Los pseudomorfos lenticulares de yeso, actualmente calcitizados, pueden aparecer en disposición circular enfatizando estructuras de bioturbación animal, semejantes a las icnitas de tipo 4 descritas por Rodríguez-Aranda (1997) atribuidas a anélidos habitantes de lagos salinos. Estas microfacies se suceden en la vertical y alternan con los *wackestones* - *packstones* bioclásticos lacustres de agua dulce, pudiendo tener un cierto carácter cíclico. Es frecuente encontrar cavidades producidas por karstificación, rellenas por cementos de calcita, los cuales parecen

crecer adaptándose a la morfología de las colonias de *Microcodium*, postdatando su formación (Fig. 11, F). Más hacia el W, en la sección de Sabinós aparecen niveles de carbonatos recristalizados intercalados entre las calizas lacustres, que podrían ser equivalentes a los carbonatos brechoides y recristalizados de la sección de Millá descritos por Rossi (1993) e interpretados como procedentes de una fase precursora sulfatada de carácter perimareal. En la sección de Mediano, las calizas de la U3 corresponden a *mudstones* con escasos restos de ostrácodos, y diferentes rasgos diagenéticos de exposición subaérea como: *Microcodium*, *grainstones* edáficos con desarrollo de pequeños nódulos micríticos (*oid-cracks*), cementos esparíticos rellenando porosidad circumgranular y *vug*, rizocrecciones, etc. *Microcodium* es el principal componente de estas calizas, que puede aparecer como prismas disociados o bien creciendo *in situ* en cavidades de tipo *channel*, igual que ocurre en otros sectores. Todos estos rasgos diagenéticos permiten caracterizar estas calizas como paleosuelos calcimorfos desarrollados sobre sedimentos carbonáticos de lagos de aguas dulces.

Sierras Marginales: En los afloramientos dispersos de las Sierras Marginales se reconoce siempre la U3, pero con potencias más reducidas (40 – 10 m, Fig. 8) en comparación con otros sectores. Igual que ocurre en el sinclinal de Ager, la U3 aparece como una sucesión continua de capas métricas de calizas de aspecto masivo y nodular (secciones de Fanfanya, Matamala). En la sección de Tragó de Noguera se reconocen los dos tramos característicos de la U3 del sinclinal de Ager.

El estudio petrográfico de los depósitos carbonatados ha permitido el reconocimiento de varias texturas características de lagos de aguas dulces como: *mudstones* - *wackestones* - *packstones* bioclásticos con *Microcodium*, y *mudstones* microbiales. Entre los bioclastos reconocidos se han diferenciado: carofitas, ostrácodos de concha fina y moluscos. En campo, así como en lámina delgada, las calizas presentan diferentes rasgos de exposición subaérea y transformación edáfica, como: rizolitos, porosidad *channel* y *vug* ocupada por esparita, desarrollo de nódulos micríticos edáficos (*oid-cracks*), pseudomorfos de cristales lenticulares de yeso (actualmente calcitizados) y *Microcodium*. Igual que en otros sectores, el *Microcodium* aparece tanto en colonias de crecimiento *in situ* como en prismas disociados, constituyendo un importante componente de las calizas. Además, en las secciones de Matamala y Tragó de Noguera se han observado clastos formados por cristales esparíticos de calcita similares a las cristalizaciones freáticas (*calcite rafts*) descritas por Pomar *et al.* (1976) y que pueden ser interpretados como elementos procedentes de la erosión y lavado de sistemas kársticos próximos. También se reconocen rasgos de karstificación, como la presencia de grandes

cavidades de tipo caverna ocupadas por rellenos de sedimento interno y cementos esparíticos freáticos.

Tramo suprayacente a la Unidad 3: transición carbonático-detrítica

Los carbonatos del techo de la U3 aparecen generalmente brechificados, karstificados y cubiertos por un nivel lutítico característico de color rojo muy intenso. Su color y textura recuerdan a las arcillas lateríticas y a la *terra rossa* o arcilla de descalcificación, producida por disolución del carbonato y concentración del residuo insoluble. La disolución y karstificación que afectó a la U3 debió producir grandes cantidades de arcilla de descalcificación que fueron removilizadas. En muchas secciones se observan dos niveles edáficos calcimorfos o yesíferos (horizonte de paleosuelos Colmenar-Trempe; Eichenseer y Krauss, 1985) que se incluyen en la U3 y se interpretan como expresión de una importante ruptura sedimentaria. En el flanco Norte del sinclinal de Trempe donde falta la U3, los paleosuelos calcimorfos y yesíferos del horizonte Colmenar-Trempe cubren directamente las areniscas y conglomerados de la Unidad 2.

Con este depósito se inicia una nueva fase de sedimentación detrítica en la cuenca (Unidad 4) después de cinco millones de años de sedimentación predominantemente carbonática. En el sector oriental del sinclinal de Trempe los depósitos detríticos son dominantes, llegando a texturas muy gruesas (conglomerados y aglomerados). Sin embargo, en los sectores del sinclinal de Ager y del NW del sinclinal de Trempe la Unidad 4 pasa a estar dominada por carbonatos marinos de plataforma interna.

Discusión

Extensión de la Unidad 3 y sus ambientes de sedimentación

La sedimentación carbonática en la USC durante el Daniense medio-superior, representada por la U3 de la Fm Trempe, tuvo lugar tanto en medios marinos someros como perimareales salobres y lacustres de agua dulce, con gran continuidad lateral y vertical entre estos tipos de depósitos de ambientes de salinidad variable. A pesar de la fragmentación tectónica posterior, sus afloramientos carbonáticos pueden correlacionarse gracias a su posición estratigráfica, sobre los depósitos detríticos rojos del tránsito Cretácico-Terciario y bajo el horizonte Colmenar-Trempe. El registro de los sondeos permite verificar la continuidad de la U3, en la misma posición estratigráfica entre los distintos sectores (Fig. 12). La unidad en el subsuelo mantiene sus características composicionales y texturales, presentándose como *mudstones-packstones* con carofitas y *Microcodium* entre los pozos de Benabarre-2E, Santa Creu-1, Monesma, Centenera, Cajigar y

Campanue, con potencias muy similares del orden de 40 a 50 metros a lo largo y ancho de una extensión de más de 2.000 km². Su continuidad y uniformidad proporciona un *datum* muy fiable para la correlación entre pozos (Ardèvol *et al.*, 2000).

Es notable constatar que la U3 se encuentra confinada en las áreas que ya registran depósitos anteriores de la Fm Trempe, en vez de extenderse sobre áreas mayores. Hasta el momento, no se han observado en la U3 contactos que desborden sobre márgenes más antiguos que los depósitos previos del tránsito Cretácico-Terciario. Ello indica que durante el depósito de la U3, el espacio de acomodación no incrementó su amplitud sino sólo su altura, respetando los márgenes del área deposicional previamente existente.

Las diferentes secciones de la U3 en los sinclinales de Ager, Trempe, Coll de Nargó y Sierras Marginales presentan una gran semejanza, reflejando una sedimentación carbonática principalmente en lagos de agua dulce o salobre que evidencian una clara influencia marina en algunas áreas. Particularmente, los principales indicadores de salinidad son *Girvanella* y los foraminíferos discórbidos globosos, que aparecen sobre todo en las secciones del flanco Norte del sinclinal de Trempe. Facies similares interpretadas como lagunas costeras salobres han sido señaladas en los Pirineos septentrionales y en numerosas áreas del Tethys (Bignot, 1966; Plaziat, 1984).

En el sinclinal de Trempe, a pesar de sus depósitos carbonáticos más delgados y discontinuos, es donde se registra mayor abundancia de foraminíferos, por lo que la influencia marina es más patente. Aunque en las secciones de Ager y Sierras Marginales no se observan foraminíferos, la influencia marina ha sido también detectada por el contenido y proporción de isótopos de estroncio (sección de Fontllonga, Mayr *et al.*, 1999). Hacia el sector NW del sinclinal de Trempe, la U3 aumenta su potencia (Fig. 12) y la influencia marina se hace muy marcada, pudiéndose correlacionar con la Fm Salarons (depósitos de plataforma carbonática marina) ampliamente extendidas a lo largo del Pirineo occidental y de la Cuenca Vasco-Cantábrica con gran homogeneidad estratigráfica y de facies (ver Robador *et al.*, 1990 y Robador, 2005 para una descripción regional). Esta misma dirección paleogeográfica de apertura de la cuenca pirenaica hacia el NO se observa para la sedimentación previa durante el Campaniense-Maastrichtiense (Nagtegaal *et al.*, 1983; Díaz-Molina, 1987; Ardèvol *et al.*, 2000).

Por tanto, las facies de la U3 parecen estar integradas y formar parte de un único y extenso sistema deposicional costero, con desarrollo de lagos de aguas dulces y lagunas de aguas salobres, relacionados lateralmente con la plataforma carbonática marina que se extendió por la cuenca pirenaica occidental durante el Daniense (Robador, 1990; Robador, 2005). La sucesión de facies muestra intercalaciones cíclicas de calizas de carofitas y de dolomías marinas, lo que sugiere que la sedimentación de carbonatos de aguas

marinas y de aguas dulces y/o salobres en la plataforma interna se produjo sin que existiera una barrera geográfica de separación entre aguas de diferente salinidad. En función de las variaciones eustáticas y/o climáticas, la cuña de aguas dulces menos densas, separadas por una interfase relativamente neta, progradaría o retrogradaría sobre las aguas marinas, depositándose alternativamente calizas de carofitas o dolomías en función de su avance o retroceso.

Del análisis de facies se puede inferir etapas cíclicas de emersión de los lagos y lagunas costeras, con un importante desarrollo de procesos diagenéticos debidos a exposición subaérea. Una de las principales señales diagenéticas que evidencian exposición subaérea en estos ambientes perimareales costeros es la presencia abundante de *Microcodium*, interpretado como el resultado del desarrollo de una vegetación densa (Jaillard, 1991), de manera similar a lo que ocurre hoy en día en las Everglades (Monty y Hardie, 1976). En este tipo de lagunas costeras salobres predominaban cianobacterias (*Girvanella*), carofitas, ostrácodos, moluscos de concha fina y foraminíferos globosos peculiares (discórbidos). La ausencia de facies fluviales asociadas a los carbonatos de esta unidad, así como la ausencia de componentes detríticos extracuencales,

parece indicar que los lagos quedaron protegidos hacia un continente de muy bajo gradiente topográfico, por extensas áreas palustres que actuarían como pantallas, impidiendo posibles entradas de material detrítico a las lagunas y plataformas carbonáticas. Las frecuentes etapas sucesivas de inundación y desecación son propias de un clima con fuerte estacionalidad contrastada en el régimen de lluvias. La presencia de pseudomorfo de yeso indica la existencia de algunos episodios de aridez (evaporación mayor que precipitación)

Durante la sedimentación de la U3, el nivel de base regional se habría mantenido relativamente estable con escasas oscilaciones, en una situación general transgresiva asociada a la formación de depósitos de lagunas perimareales (Galloway, 1989; Haq, 1991). La práctica ausencia de evidencias de corrientes tractivas muestra que los procesos de oscilación de la tabla de agua fueron débiles y lentos, produciéndose inundación y exhumación con procesos de infiltración de aguas freáticas en un substrato karstificado. Las evidencias de procesos de disolución-karstificación de los depósitos de la U3 son frecuentes, intercaladas entre los episodios de sedimentación. Los niveles de brechificación interestratificados entre niveles carbonáticos

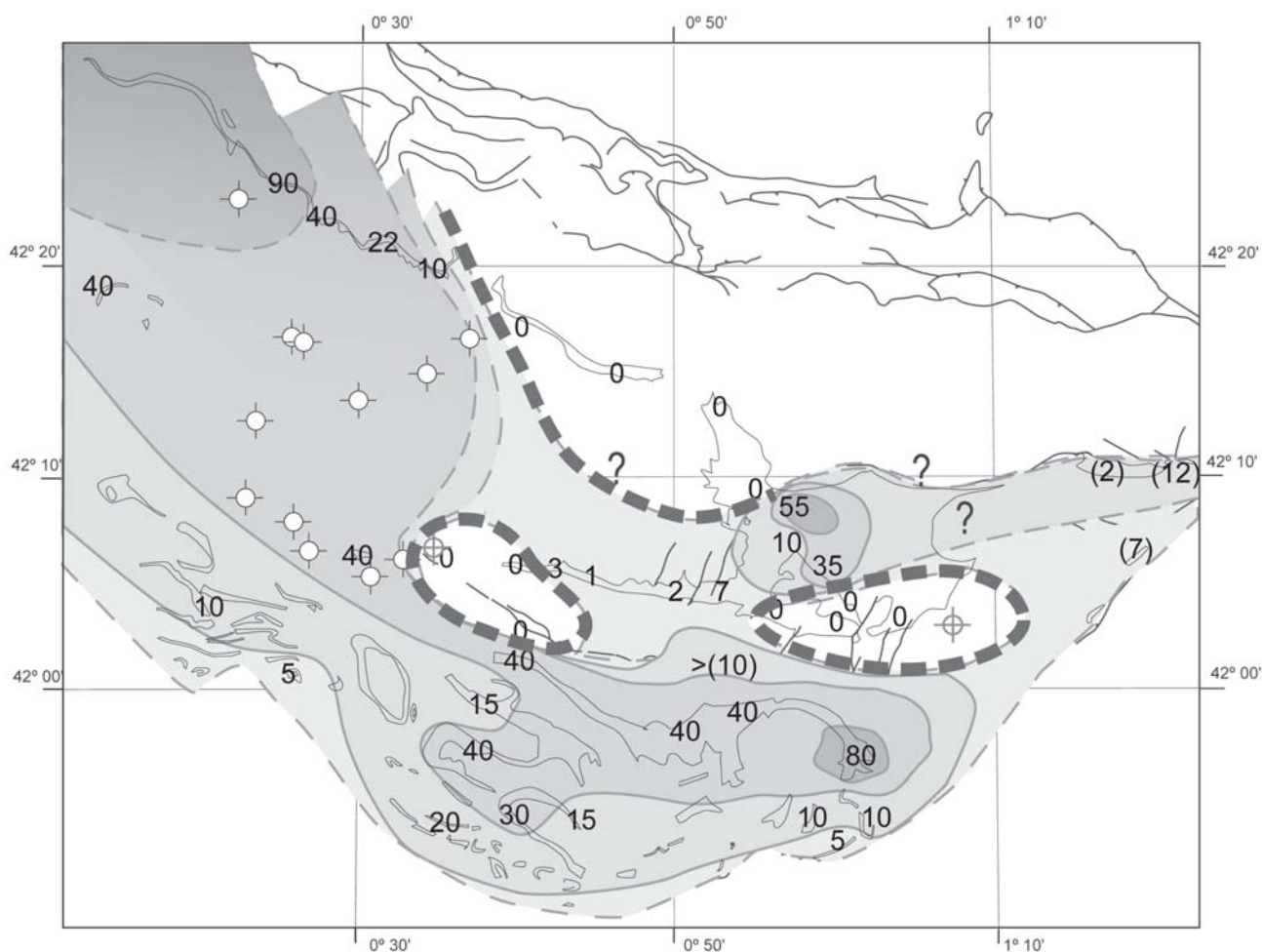


Figura 12.- Mapas de isopacas de la Unidad 3 (Daniense superior) de la Fm Trepn en la Unidad Surpirenaica Central, con la situación de los sondeos utilizados. Los números entre paréntesis indican potencias muy subestimadas debidas a acortamiento por cizalla.

homogéneos, los fragmentos de cristalizaciones freáticas (*calcite rafts*) incorporadas al sedimento y las cavidades con cementos y rellenos geopetales, indican frecuentes episodios de descenso del nivel de base y circulación de aguas freáticas subsaturadas, que se alternan con fases de sedimentación, colmatación y exhumación. Se deduce por tanto que el ascenso y descenso de aguas freáticas en los episodios de oscilación del nivel del mar produjo sucesivas inundaciones y exhumaciones en la llanura carbonática karstificada. Similarmente, procesos de disolución de los carbonatos por mezcla de aguas freáticas y producción de sedimentos endokársticos han sido inferidos en la cuenca Vasco-Cantábrica y en Provenza en formaciones carbonáticas contemporáneas (Colson y Cojan, 1996; Baceta *et al.*, 2001).

La extensión y variaciones de espesor de la U3 de la Fm Trespueden observarse en el mapa de isopacas (Fig. 12). En este mapa no se ha corregido la deformación posterior al depósito, y se muestra en superposición sobre la situación tectónica actual, por lo que la extensión real de los depósitos carbonáticos antes del acortamiento fue mucho mayor. Se observa claramente el aumento de potencia de la U3 hacia el NW, coincidente con la mayor intercalación de depósitos marinos que indican la apertura paleogeográfica hacia la cuenca.

La distribución de isopacas visible en la figura 12 también evidencia la presencia de tres paleorelieves importantes en la llanura costera daniense que impidieron el depósito de los carbonatos de la U3. El más importante estaría situado en el sector septentrional y orientado aproximadamente E-W (Islés-Talarn). Este paleorelieve corresponde a la prolongación occidental del alto de Boixols-Sant Corneli, que se detecta desde el Cretácico inferior hasta el Eoceno y que en esta zona muestra una actividad más tardía y más breve (desde el Maastrichtiense hasta el Paleoceno superior). Otros dos paleorelieves menores aislados se situarían en los extremos W y E del anticlinal del Montsec. En el centro de este anticlinal sin embargo, sí se detecta la U3 en los afloramientos de sus dos flancos (Guardia y N de Fontllonga), lo que sugiere que no hubo interrupción paleogeográfica de los ambientes lacustres del Daniense en la zona media del Montsec. La forma gradual en la que desaparece la U3 al aproximarse a estos altos y la falta de superficies erosivas sugiere ausencia de sedimentación, en vez de posterior exhumación y erosión durante el Paleoceno tardío. Algunos de estos accidentes coinciden con diapiros salinos, como el de Tolva al W del Montsec, lo que sugiere que estos paleorelieves hayan podido ser diapiros antiguos activos desde el Cretácico, algunos posteriormente destruidos o reactivados. Paleorelieves similares han sido también detectados en este periodo e interpretados como antiguos diapiros en la cuenca provenzal (Cojan, 1989a).

La falta de datos impide establecer si hubo conexión de los depósitos de la U3 entre los sectores NW y

oriental del sinclinal de Trespueden, y/o entre éstos y los del sinclinal de Coll de Nargó. Los afloramientos de la U3 de este último sector sugieren su continuidad hacia el Pirineo oriental (calizas de Valcebre, Solé Sugrañes, 1970).

Discontinuidades estratigráficas y sedimentarias

Una de las más importantes discontinuidades observadas en la sucesión estratigráfica de la USC durante el depósito de la Fm Trespueden es el cambio del régimen de sedimentación terrígena a carbonática, ocurrido poco después del límite Cretácico-Terciario. Este cambio se puede datar en el sinclinal de Ager alrededor del límite entre los magnetocrones c29r y c29n. Un cambio similar en el régimen sedimentario, y en posición cronológica aproximadamente equivalente, se registra en la cuenca Vasco-Cantábrica (Pujalte *et al.*, 1995; Apellániz, 1998). En diversas secciones de esta área, los depósitos oceánicos muestran un cambio generalizado y persistente de su composición, que pasa de predominantemente detrítica a carbonática, alrededor del cambio de polaridad de inversa a normal del cron c29. Este cambio de régimen sedimentario se sitúa en la cuenca Vasco-Cantábrica en el interior del cortejo de alto nivel del mar de una secuencia deposicional que abarca el final del Maastrichtiense y el principio del Daniense (Apellániz, 1998). Aunque deberá comprobarse en áreas intermedias, resulta significativa la coincidencia en una situación cronoestratigráfica similar de un cambio similar en el régimen sedimentario, en puntos de la cuenca pirenaica tan alejados como Ager (Lleida) y el sinclinorio vasco (Vizcaya y Guipúzcoa).

En la región Nord-pirenaica se registra también un cambio relativamente brusco de régimen sedimentario detrítico a carbonático asociado al KTb (secciones de Larcan, Pichore, Béarn, etc.; Peybernès *et al.*, 1998). Estos autores registran una anomalía de Iridio coincidente con el KTb en facies de plataforma detrítica distal, justo debajo de las calizas de briozoos de Nizan anteriormente atribuidas al Cretácico. Ello indica que la sedimentación carbonática se inicia en realidad en el Daniense, al igual que en el Pirineo meridional.

En numerosas series marinas de plataforma de la cuenca pirenaica se detecta un hiato en la sucesión del tránsito Cretácico-Terciario, que en algunas secciones abarca las biozonas P0, P1a y P1b (Baceta, 1996; Peybernès *et al.*, 2000; Robador, 2005). Sin embargo, depósitos cronológicamente equivalentes se registran en áreas con depocentros importantes hacia el interior del continente (p.ej. en Campo, y en el tramo transicional en el sinclinal de Ager).

La U3 de la Fm Trespueden en la USC tiene una base erosiva, que representa una ruptura estratigráfica importante, asimilable a un límite de secuencia deposicional de tercer orden (entre las secuencias S1y S2, Robador, 2005; Robador *et al.*, 1990), sobre el que se deposita un cortejo transgresivo. Autores anteriores

han considerado sin embargo otros límites para esta secuencia (Garrido y Ríos, 1972; Eichenseer, 1988). La posición del límite entre las secuencias S1 y S2 se justifica por el carácter gradual de la sucesión del tramo transicional infrayacente, mientras que el cambio es brusco entre éste y la base de la U3.

En el sector NW del sinclinal de Tresp se pueden diferenciar dos secuencias deposicionales en el interior de la U3 gracias a su correlación con las calizas de plataforma del Pirineo Occidental, lo que no es posible en el resto de la región estudiada. Las dolomías oscuras de la base de la U3 corresponden a una secuencia deposicional (S2) distinta del resto. El límite de secuencia entre S2 y S3 puede situarse aproximadamente a unos 8 ó 10 m de la base, por correlación con las secciones occidentales. La mayor potencia de la U3 corresponde por tanto a la secuencia superior S3. La sedimentación carbonática de la U3 se mantiene durante todo el Daniense y abarca la parte inicial del cron c26r.

El último episodio de brechificación-karstificación generalizado, que afecta al techo de la U3 indica una importante ruptura sedimentaria, que estaría relacionada con una fase de descenso del nivel de base de la cuenca y subsecuente erosión. El horizonte Colmenar-Tresp de paleosuelos calcimorfos y yesíferos asociados a esta ruptura evidencia una fase generalizada de emersión de las plataformas y lagunas carbonáticas en la USC. Un horizonte similar asociado a paleosuelos ha sido descrito en la cuenca de Aix-en-Provence las calizas de Vitrolles atribuidas al Daniense (Cojan, 1989b: «Discontinuité Vitrolle»). Esta importante interrupción en la sedimentación carbonática puede correlacionarse con el descenso del nivel de base que marca el límite de secuencia S3/ S4 y una ruptura mayor intra-Paleocena (MPU), observable en todo el Pirineo occidental (Robador, 1990, 2005; Robador *et al.*, 1991) y en la cuenca Vasco-Cantábrica, donde corresponde al límite de secuencia Da2/Th2 (Pujalte *et al.*, 1995; Baceta *et al.*, 2001; Baceta *et al.*, 2005).

Conclusiones

Los carbonatos danienses de la Unidad 3 de la Fm Tresp, durante más de dos millones de años, se sedimentaron mayoritariamente en medios costeros de salinidad variable, con cianobacterias (*Girvanella*), carofitas y foraminíferos, frecuentemente edafizados (*Microcodium*), en condiciones climáticas cálidas y con estacionalidad contrastada del régimen de lluvias. Durante su sedimentación no se detectan aportes detríticos ni avulsiones, sólo oscilaciones del nivel de base. Estos depósitos carbonáticos se relacionan con un régimen transgresivo, en el que las oscilaciones del nivel del mar se transfirieron por medio de aguas freáticas a una llanura costera plana y karstificada. La continuidad lateral y vertical entre los depósitos carbonáticos de medios marinos someros, perimareales salobres y lacustres de agua dulce indica la ausencia de barreras geográficas entre los tres tipos de ambientes,

que estarían diferenciados por la salinidad y densidad de las aguas.

La extensión de la U3 a lo largo de la Unidad Surpirenaica Central se produjo unos dos millones de años después de registrarse un cambio generalizado en la sedimentación desde un régimen detrítico a uno carbonático, ocurrido unos trescientos mil años después del límite Cretácico-Terciario. Este cambio se registra en la parte media-superior del tramo transicional infrayacente a la U3. La sedimentación detrítica tractiva predominante durante el Maastrichtiense final y Daniense inicial («areniscas de reptiles» de la Unidad 2), evoluciona rápidamente a carbonática y evaporítica durante el resto del periodo Daniense (5 millones de años, desde el cron 29n hasta principios del cron 26r). Un cambio en el mismo sentido y momento se registra también en la cuenca Vasco-Cantábrica, donde depósitos oceánicos detríticos son reemplazados por carbonáticos coincidiendo con la inversión magnética 29r/29n (Pujalte *et al.*, 1995; Apellániz, 1998). Otras sucesiones europeas muestran la generalización y posible simultaneidad de este fenómeno.

La distribución de los depósitos de la U3 en la USC indica una paleogeografía de llanura costera abierta hacia el NW y en continuidad con la cuenca marina del Pirineo Occidental. Los afloramientos también sugieren la continuidad de los depósitos lacustres de la U3 hacia el Pirineo Oriental (caliza de Vallcebre). La llanura costera ocupada por estos depósitos carbonáticos de la USC se encontraba interrumpida por tres paleorelieves principales, uno a lo largo del accidente de Boixols-San Corneli y su prolongación occidental, y otros dos en ambos extremos del actual anticlinal del Montsec, que pueden ser interpretados como antiguos diapiros.

La base de la U3 se interpreta como un límite de secuencia deposicional de tercer orden. En la sección más distal y expandida de las aquí estudiadas se reconoce otro límite de secuencia dentro de la U3. A techo de la U3 se registra el límite de secuencia más importante, que se reconoce en toda la región por una superficie de brechificación y karstificación y por la extensión de los paleosuelos del horizonte Colmenar-Tresp. Los tres límites de secuencia se correlacionan con los descritos en otras regiones de la cuenca pirenaica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los Proyectos del Plan Nacional del MEC (España) PB98-0813 y BTE2002-1430. Agradecemos a las instituciones y miembros de ambos proyectos su ayuda durante la realización de este trabajo, y a A. Burton la revisión del resumen en inglés. Agradecemos al Dr. V. Pujalte y a un revisor anónimo sus constructivas aportaciones a la corrección y mejora del manuscrito final.

Referencias

Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1992): Palustrine sedimentation and associated features -

- granification and pseudomicrokarst in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 76: 43-61.
- Álvarez-Sierra, M.A., Arribas M.E., Ardèvol, L., Civis, J., Daams, R., Krauss, S., López-Martínez, N., De La Peña, A., Soler, R., Vianey-Liaud, M., Lacasa, A., Marandat, B., Peláez-Campomanes, P., Sevilla, P. y Sigé, B. (1994): El límite Cretácico-Terciario en la sección de Fontllonga (cuenca de Ager, provincia de Lérida). En: *II Congreso del Grupo Español de Terciario*. Comunicaciones, 23-26.
- Apellániz, E. (1998): *Los foraminíferos planctónicos en el tránsito Cretácico/Terciario. Análisis de cuatro secciones en depósitos de cuenca profunda de la Región Vasco-Cantábrica*. Tesis Doctoral, Universidad País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea, 390 p., Bilbao.
- Ardèvol, L., Klimowitz, J., Malagón, J. y Nagtegaal, P.J.C. (2000): Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84 (4): 566-587.
- Arribas, M. E. (1986): Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la cuenca terciaria del Tajo. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 10: 295-334.
- Arribas, M.E., Ardèvol, L. y López Martínez, N. (1996): Lacustrine peritidal carbonates in the Upper Cretaceous Tremp Formation (Ager Syncline, South Pyrenean Foreland Basin, Spain). *17th Regional African European Meeting of Sedimentology*. Abstracts, p. 15.
- Baceta, J.I. (1996): *El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Región Vasco-Cantábrica: Secuencias deposicionales, facies y evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco/EHU, Bilbao, 372 p.
- Baceta, J.I., Wright, V.P. y Pujalte, V. (2001): Palaeo-mixing zone karst features from Paleocene carbonates of north Spain: criteria for recognizing a potentially widespread but rarely documented diagenetic system. *Sedimentary Geology*, 139: 205-216.
- Baceta, J.I., Pujalte, V., Serra-Kiel, J., Robador, A. y Orue-Etxebarria, X. (2004): El Maastrichtiense final, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, Madrid, 308-313.
- Baceta, J.I., Pujalte, V. y Bernaola, G. (2005): Paleocene corallgal reefs of the western Pyrenean basin, northern Spain: New evidence supporting an earliest Paleogene recovery of reefal ecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224: 117-143.
- Bignot, G. (1966): L'association Charophytes-Foraminifères dans les calcaires «liburniens» d'Istria (limite Crétacé-Tertiaire, Italie-Yougoslavie). *Comptes Rendus som. Séances Société Géologique France*, 2: 56-57.
- Blanc, P.L. (1975): Contribution à l'étude du genre *Laffitteina*, Elphidiide du Cretace terminal. *Revue de Micropaleontologie*, 18: 61-68.
- Casanovas, M.L., Pereda-Suberbiola, X., Santafé, J.V. y Weishampel, D.B. (1999): A primitive euhadrosaurian dinosaur from the uppermost Cretaceous of the Ager syncline (southern Pyrenees, Catalonia). *Geologie en Mijnbouw*, 78: 345-356.
- Cojan, I. (1989a): Structure diapirique controlant la sedimentation. Series continentales de Provence (Rians - K/T). En: *2nd French Sedimentological Congress*, 79-80.
- Cojan, I. (1989b): Discontinuités majeures en milieu continental. Proposition de corrélation avec des événements globaux (Bassin de provence, S. France, Passage Crétacé/Tertiaire). *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, II, 309: 1013-1018.
- Colombo, F. y Cuevas, J.L. (1993, publ. 1995): Características estratigráficas y sedimentológicas del «Garumniense» en el sector de Ager (Pre-Pirineo, Lleida). *Acta Geológica Hispánica*, 28: 15-32.
- Colson, J. y Cojan, I. (1996): Groundwater dolocretes in a lake-marginal environment: An alternative model for dolomite formation in continental settings (Danian of the Provence Basin, France). *Sedimentology*, 43: 175-188.
- Cuevas, J.L. (1992): Estratigrafía del «Garumniense» de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 95-108.
- Cuevas, J.L., Dreyer, T., Mercadé, L. (1989): The first stage of the foreland basin: the Tremp Group. En: *Guidebook 4th International Conference on Fluvial Sedimentology* (C. Puigdefábregas et al., Eds.). Publicació Servei Geològic de Catalunya, 23-29.
- De la Peña, A. y Soler-Gijón, R. (1996): The first siluriform fish from the Cretaceous-Tertiary boundary interval of Eurasia. *Lethaia*, 29: 85-86.
- Díaz-Molina, M. (1987): Sedimentación sintectónica asociada a una subida relativa del nivel del mar durante el Cretácico superior (Fm Tremp, provincia de Lérida). *Estudios Geológicos*, volumen extraordinario, Galve-Tremp: 69-93.
- Eichenseer, H. (1988): *Facies geology of Late Maastrichtian to Early Eocene coastal and shallow marine sediments (Tremp-Graus basin, northeastern Spain)*. Arbeiten Instit. Mus. Geol. Paläont. Universität Tübingen, 1, 273 p.
- Eichenseer, H. y Krauss, S. (1985): The Tremp Formation (Maastrichtian-Paleogene) and the lower Ager Group (Paleogene) of the Northern flank of the Tremp-Graus embayment (NE Spain). En: *6th European Regional Meeting I.A.S.*, 149-151.
- Feist, M. y Colombo, F. (1983): La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne du point de vue des charophytes. *Géologie Méditerranéenne*, 10: 303-325.
- Fernández-Marrón, M.T., López-Martínez, N., Fonollá-Ocete, J.F. y Valle-Hernández, M.F. (2004): The palynological record across the Cretaceous-Tertiary boundary in two different palaeogeographic settings from the Southern Pyrenees (Spain). *Geological Society of London, Special Publication*, 230: 243-255.
- Fonnesu, F. (1984): *Estratigrafía física y análisis de facies de la secuencia de Figols entre el río Noguera Pallaresa e Iscles: (provs. de Lérida y Huesca)*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma, Barcelona, 317 p.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982): Continental Carbonate sedimentation and Pedogenesis – Late cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions on Sedimentology*, 12, 213 p.
- Galbrun, B., Feist, M., Colombo, F., Rocchia, R. y Tambareau, Y. (1993): Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager basin, province of Lerida, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102: 41-52.
- Galloway W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequence in basin analysis: architecture and genesis of flooding – surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 125-142.
- Garrido Mejías, A. y Ríos Aragües, L.M. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y

- Segre. *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, 83: 1-47.
- Haq, B.U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for the deep sea. En: *Sedimentation, Tectonics and Eustasy* (D. I. M. Macdonald, Ed.). Special Publication. International Association of Sedimentologists, 12: 3-39.
- Jaillard, R. (1991): Structure and composition of calcified roots, and their identification in calcareous soils. *Geoderma*, 50: 197-210.
- Kraus, S. (1992): Stratigraphy and facies of the «Garumnian» - Late Cretaceous to Early Paleogene - in the Tremp region, Central Southern Pyrenees. *Tübinger Geowissenschaftlichen Arbeiten*, 11: 1-152.
- Liebau, A. (1973): El Maastrichtiense lagunar («Garumniense») de Isona. En: *XIII Congreso Europeo de Micropaleontología*, ENADIMSA: 87112
- Lindholm, R.C. y Finkelman, R.B. (1972). Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 239-245
- Llompart, C. y Krauss, S. (1982): Restos de moluscos y dinosaurios en formaciones estromatolíticas garumnienses al Sur del Montsec (Prov.de Lérida). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 93 (5): 371-378.
- Loeblich, A. R. y Tappan, H. (1974).. Part C, Protista 2 : Sarcodina chiefly «Thecamoebians» and Foraminiferida. En: *Treatise on invertebrate paleontology* (R.C. Moore, Ed.), The Geological Society of America, pp?
- López-Martínez N., Ardévol L., Arribas M.E., Civís J. y González-Delgado A. (1998a): The geological record in non-marine environments around the K/T boundary (Tremp Formation, Spain). *Bulletin Société Géologique de France*, 169 (1): 11-20.
- López-Martínez, N., Canudo, J.I., Ardévol, L., Pereda Suberbiola, X., Orue-Etxebarria, X., Cuenca-Bescós, G., Ruiz Omeñaca, J. I., Murelaga, X. y Feist, M. (2001): New dinosaur sites correlated with Upper Maastrichtian pelagic deposits in the Spanish Pyrenees: implications for the dinosaur extinction pattern in Europe. *Cretaceous Research*, 22: 41-61.
- López-Martínez N., Civis, J., Robador, A., González-Delgado, J.A., Ardévol, L., Armenteros, I., Orue-Etxebarria, X. y Valle, M.F. (1998b): El límite Cretácico-Terciario en la sección de Campo (Cuenca de Tremp-Graus, Pirineos Sur-centrales). *Sedimentología, micropaleontología e isótopos estables de C y O*. En: *XIV Jornadas de Paleontología, Tenerife, Libro de Resúmenes*: 105-107.
- López-Martínez, N., FernándezMarrón, M.T. y Valle, M. F. (1999): The succession of vertebrates and plants across the Cretaceous-Tertiary boundary in the Tremp Formation, Ager valley (South-central Pyrenees, Spain). *Geobios*, 32 (4): 617-627.
- López-Martínez, N. y Peláez-Campomanes, P. (1999): New mammals from South-central Pyrenees (Tremp Formation, Spain) and their bearing on Late Paleocene marine-continental correlations. *Bulletin Société Géologique de France*, 170: 681-686.
- Masrera, A., y Ullastre, J. (1983): Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées catalanes (NE de l'Espagne). *Géologie Méditerranéenne*, 20: 283-290
- Masrera, A. y Ullastre, J. (1990): Yacimientos inéditos de carófitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo catalán. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3: 33-41.
- Mayr, C., Thümmeler, B., Windmaier, G., Altenbach, A.V., Köhler, H. y Tiedemann, R. (1999): New data about the Maastrichtian/Danian transition in the Southern Pyrenees (Ager Basin, Catalonia, Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, 31 (3): 357-368.
- Médus, J., Colombo F. y Durand J.P. (1992): Pollen and spores assemblages of uppermost Cretaceous continental formations of South Eastern France and NorthEastern Spain. *Cretaceous Research*, 13: 119132.
- Mey, P., Nagtegaal, P., Roberti, K. y Hartevelt, J. (1968): Lithostratigraphic subdivision of posthercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.
- Monty, C.L.V. y Hardie, L.A. (1976): The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh. En: *Stromatolites* (M.R. Walter, Ed.). Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 20: 447-477.
- Nagtegaal, P.J.C., Van Vliet, A. y Brouwer, J. (1983): Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Aren Sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology*, 34:185-218.
- Peláez-Campomanes, P., López-Martínez, N., Álvarez-Sierra, M.A. y Daams, R. (2000): The earliest mammal of the European Paleocene: the multituberculate *Hainina*. *Journal of Paleontology*, 74 (4): 701-711.
- Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.J., Eichène, P., Robin, E. y Rocchia, R. (1998): La limite Cretace-Tertiaire en domaine marin dans les Pyrenees centrales (zone sous-pyreneenne, France). *Comptes Rendues Académie Sciences Paris, Sciences de la Terre*, 326: 647-654.
- Peybernès B., Fondecave-Wallez M.J., Hottinger L., Eichène P. y Segonzac G. (2000): Limite Crétacé-Tertiaire et biozonation micropaléontologique du Danien-Sélandien dans le Béarn occidental et la Haute Soule (P.A.). *Geobios*, 33: 35-48.
- Plaziat, J.C. (1984). *Le domaine Pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique*. Thesis, Univ. Paris-Sud, Orsay, 2885: 1-1362.
- Pomar, Ll., Gines, A. y Fontarnau, R. (1976): Las cristalizaciones freáticas. *Endins*, 3: 3-25.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Dinarès-Turell, J., Orue-etxebarria, X., Parés, J.-M. y Payros, A. (1995): Biostratigraphic and magnetostratigraphic intercalibration of the latest Cretaceous and Paleocene depositional sequences from the deep-water Basque basin, western Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 136: 17-30.
- Ríos, L.M. (1951): Análisis estratigráfico y tectónico de una parte del valle del Segre, en la provincia de Lérida (la zona de Coll de Nargó). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 63: 561-656.
- Riveline, J., Berger, J.P., Feist, M., Martin-Closas, C., Schudack, M. y Soulié-Märsche, I. (1996): European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bulletin Société Géologique de France*, 167: 453-468.
- Robador, A. (1990): Early Paleogene Stratigraphy. En: ITGE (Ed.) *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip guidebook*. First Meeting, I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO: 41-87.
- Robador, A. (2005): *El Paleoceno e Ilerdiense inferior del Pirineo occidental: Estratigrafía y sedimentología*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco/EHU, Bilbao, 456 p.

- Robador, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I. y Robles, S. (1991): Una importante discontinuidad estratigráfica del Paleoceno de Navarra y el País Vasco: caracterización y significado. *Geogaceta*, 9: 62-65.
- Robador, A., Samsó, J.M., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. (1990): Field Guide. En: *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip guidebook.* (ITGE Ed.). First Meeting, I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO: 131-159.
- Rodríguez-Aranda, J.P. (1992): Significado de bioturbaciones en un medio evaporítico continental (Mioceno de la Cuenca de Madrid). *Geogaceta*, 12: 113-115.
- Rosell, J. (1967): Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana (Provincia de Lérida). *Pirineos*, 75: 5-225.
- Rosell, J., Llombart, C. (1988): *Guia geològica del Montsec i de la vall d'Ager*. Publicacions Centre Excursioniste Catalunya, 168 p.
- Rosell, J., Linares, R. y Llombart, C. (2001): El «Garumniense» prepirenaico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14: 47-56.
- Rossi, C. (1993): *Sedimentología y diagénesis del Paleoceno superior-Eoceno inferior en la Cuenca de Ager (Sierras Marginales, Prepirineo de Lérida)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 324 p.
- Schmidt, B. y Pujalte, V. (2003): Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. *Geology*, 31(8): 689-692.
- Séguret, M. (1972): *Étude tectonique des nappes et séries décollés de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Thesis, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 2: 1-155 p.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobné, K., Ferrández, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. y Zakrevskaya, E. (1998): Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin Société Géologique de France*, 169: 281-299.
- Solé Sugrañes, L. (1970): *Estudio geológico del Pirineo entre los ríos Segre y Llobregat*. Tesis doctoral, Univ. Barcelona, 495 p.
- Souquet, P. (1967): *Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. These D'État, Univ. Toulouse, 529 p.
- Thomas R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A. y Koster, E.H. (1987): Inclined heterolitic stratification – terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53: 123-179.
- Ullastre, J. y Masriera, A. (1983): Le pasaje Crétacé-Tertiaire dans les régions sud-pyrénéennes de la Catalogne: données nouvelles. *Géologie Méditerranéenne*, 10 (3-4): 277-281.
- Ullastre, J. y Masriera, A. (1998): Nuevas aportaciones al conocimiento estratigráfico del Paleoceno continental del Pirineo catalán (España). *Treballs Museu Geologia Barcelona*, 7: 95-128.
- Vicens, E., Ardèvol, L. y López-Martínez, N. (1999): The Rudists as biostratigraphic markers: an example from the Late Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain. *Erlanger geologische Abhandlungen*, 3: 74-75.
- Vicens, E., Ardèvol, L., López-Martínez, N. y Arribas, M.E. (2001): Correlación de alta resolución del Campaniense-Maastrichtiense, Pirineos sud-centrales. *Geotemas*, 3: 261-264.
- Vicens, E., Ardèvol, L., López-Martínez, N. y Arribas, M^a. E. (2004): Rudist biostratigraphy in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain. *Courier Forschung-Institut Seckenberg*, 247: 113-127.

Manuscrito recibido el 10 de abril de 2006

Aceptado el manuscrito revisado el 11 de septiembre de 2006